

**EESTI GEOLOOGILINE BAASKAART
GEOLOGICAL BASE MAP OF ESTONIA**

**6344
KEHRA**

**SELETUSKIRI
EXPLANATION TO THE MAPS**



**EESTI GEOLOOGIAKESKUS
TALLINN 2002**

**EESTI GEOLOOGIAKESKUS
GEOLOGICAL SURVEY OF ESTONIA**

**EESTI GEOLOOGILINE BAASKAART
GEOLOGICAL BASE MAP OF ESTONIA**

**Mõõtkava 1:50 000
Scale**

**6344
KEHRA**

**SELETUSKIRI
EXPLANATION TO THE MAPS**

Tallinn, 2002

Suuroja, K., All, T., Kõiv, M., Mardim, T., Morgen, E., Ploom, K., Vahtra, T., 2002. Eesti geoloogiline baaskaart (mõõtkavas 1:50 000). 6344 Kehra. Seletuskiri, 102.

Esikaanel: Kaunissaare veehoidla Kehra lähistel. K. Suuroja foto.

Eesti Geoloogiakeskus, 2002

Kadaka tee 82

Tallinn 12618

6344 Kehra. Eesti baaskaardi mõõtkavaline (1:50 000) digitaalsete geoloogilis-geofüüsikalishüdrogeoloogiliste kaartide komplekt on koostatud põhiliselt varasemate geoloogilis-geofüüsikalishüdrogeoloogiliste kaartide ja maavarade otsingulis-uuringuliste tööde ning nendega kaasnevate andmebaaside põhjal. Käesoleval juhul on tegu kaardikomplektiga kaasneva seletuskirjaga, mis võimaldab kaasneva lisateabe abil paremini lahti mõtestada kaardil kujutatut.

Kaardikomplekti kuuluvad järgmised 10 kaarti: 1) aluspõhja, 2) aluspõhja maavarade, 3) aluspõhja reljeefi, 4) pinnakatte, 5) geomorfoloogia, 6) pinnakatte paksuse, 7) hüdrogeoloogia, 8) põhjavee kaitstuse, 9) raskusjõuvälja jääkanomaaliate, 10) aeromagnetiliste anomaaliate. Neist aluspõhja (1), pinnakatte (4), hüdrogeoloogia (7), raskusjõuvälja anomaaliate (9) ja aeromagnetiliste anomaaliate (10) kaarti käsitletakse põhikaartidena, ülejäänuid aga abikaartidena.

Nii kõik kaardid kui ka seletuskiri on koostatud digitaalseina ning nende aluseks olnud faktiline materjal on EGK digitaalsetes andmebaasides.

***6344 Kehra.** The set of digitized geological-geophysical-hydrogeological maps at a scale of Base Map of Estonia (1:50 000) is compiled mainly on the ground of former similar maps and data obtained in the course of searching and prospecting for several mineral resources. The present explanatory note gives additional information for better understanding of data presented on these maps.*

The set of maps includes the following ones: 1) bedrock, 2) mineral resources of bedrock, 3) bedrock relief, 4) Quaternary deposits, 5) geomorphology, 6) thickness of Quaternary deposits, 7) hydrogeological, 8) groundwater vulnerability, 9) residual gravity anomalies, 10) aeromagnetic anomalies. The maps of bedrock (1), Quaternary deposits (4), hydrogeological (7), residual gravity anomalies (9) and aeromagnetic anomalies (10) are treated as primal, the others as additional.

All maps and explanatory notes to them are digitized, their source information is stored in the data server of the Geological Survey of Estonia.

SISUKORD

| | |
|--|----|
| SISSEJUHATUS (K. Suuroja, E. Morgen) | 4 |
| 1. ALUSPÕHI (K. Suuroja, M. Kõiv) | 6 |
| 1.1. KRISTALNE ALUSKORD | 6 |
| 1.2. SETTEKIVIMILINE PEALISKORD | 9 |
| 1.2.1. Vendi kompleks | 9 |
| 1.2.2. Kambriumi ladestu | 9 |
| 1.2.3. Ordoviitsiumi ladestu | 11 |
| 1.3. ALUSPÕHJA RELJEEFIST JA STRUKTUURIDEST | 22 |
| 1.4. ALUSPÕHJA MAAVARAD | 22 |
| 2. PINNAKATE (K. Ploom) | 27 |
| 2.1. PLEISTOTSEEN | 27 |
| 2.1.1. Kesk-Pleistotseen. Ugandi kihistu | 27 |
| 2.1.2. Ülem-Pleistotseen | 29 |
| 2.2. HOLOTSEEN | 41 |
| 2.3. PINNAKATTE PAKSUS | 49 |
| 2.4. PINNAKATTE MAAVARAD (V. Petersell, K. Ploom) | 50 |
| 3. GEOMORFOLOOGIA (E. Morgen) | 60 |
| 3.1. JÄÄTUMISEELSESED PINNAVORMID | 60 |
| 3.2. LIUSTIKULISED PINNAVORMID | 62 |
| 3.3. HOLOTSEENI PINNAVORMID | 63 |
| 4. HÜDROGEOLOOGIA JA PÕHJAVEE KAITSTUS (T. Mardim, T. Vahtra) | 66 |
| 4.1. KVATERNAARI VEEKOMPLEKS | 66 |
| 4.2. ALUSPÕHJA JA ALUSKORRA VETTANDVAD JA –PIDAVAD KIHID | 69 |
| 4.3. PÕHJAVEE TARBEVARU JA SELLE KASUTAMINE | 72 |
| 4.4. PÕHJAVEE RIIKLIK VAATLUSVÕRK JA PÕHJAVEE TASEME MUUTUMINE | 72 |
| 4.5. PÕHJAVEE KAITSTUS | 72 |
| 4.6. PÕHJAVEE KOOSTIS JA SELLE VASTAVUS JOOGIVEE NÕUETELE | 73 |
| 5. GEOFÜÜSIKALISED VÄLJAD (T. All) | 79 |
| 6. SETTEKIVIMITE GEOKEEMIAST (T. Kiipli) | 81 |
| 7. DIGITAALSETEST ANDMEBAASIDEST (K. Ploom) | 84 |
| SUMMARY | 85 |
| KASUTATUD KIRJANDUS | 90 |
| Teksti lisa: TUGIPUURAUUGU F-276 (UUEJÄRVE) SÜDAMIKU GEOLOOGILINE KIRJELDUS (K. Suuroja, T. Kiipli) | 96 |
| Komplekti kuuluvad kaardid: | |
| 1. Aluspõhi | |
| 2. Aluspõhja maavarad | |
| 3. Aluspõhja reljeef | |
| 4. Pinnakate | |
| 5. Geomorfoloogia | |
| 6. Pinnakatte paksus | |
| 7. Hüdrogeoloogia | |
| 8. Põhjavee kaitstus | |
| 9. Raskusjõuvälja jääkanomaaliad | |
| 10. Aeromagnetilised anomaaliad | |

SISSEJUHATUS

Käesolev seletuskiri on mõeldud abistamaks inimest, kes on võtnud nõuks tutvuda lähemalt käesoleva, st Eesti Baaskaardi (mõõtkavas 1:50 000) Kehra lehe (nr 6344) piirkonda jääva ala pinnakatte ja maapõue geoloogilise ehitusega ning viimase poolt rakenduslikel eesmärkidel pakutavaga. Maapõuealase teabe oskuslik rakendamine meie igapäevastes ettevõtmistes, mis väljendub eelkõige ammendavast informatsioonist tulenevate õigete otsuste tegemises, võimaldab pöörata selle ka kroonides mõõdetavaks kasumiks.

Kaardilehed on koostatud põhiliselt varasematel aegadel läbi viidud vastavasuunaliste geoloogilis-geofüüsikaliste kaardistamiste ja maavarade otsingute ning uuringute materjalide põhjal, kuid kaardipilt on igal konkreetsel juhul ja täiendavat materjali arvestades uuesti välja joonistatud. Mis, mille alusel ja kuidas koostatud, seda tutvustatakse seletuskirja iga konkreetses kaarti puudutava peatüki sissejuhatavas osas. Kõik kaardilehe komplekti kuuluvad kaardid on koostatud Eesti Keskkonnaministeeriumi tellimisel OÜ Eesti Geoloogiakeskuse poolt.

Kaardilehe komplekti kuuluvad järgmised, kõik mõõtkavas 1:50 000, geoloogilise suunitlusega kaardid: 1) aluspõhi, 2) aluspõhja maavarad, 3) aluspõhja reljeef, 4) pinnakate, 5) geomorfoloogia, 6) pinnakatte paksus, 7) hüdroteoloogia, 8) põhjavee kaitstus, 9) raskusjõuvälja jääkanomaaliad, 10) aeromagnetilised anomaaliad.

Kaardi topograafilise alusena on kasutatud Eesti Baaskaarti, mis on esitatud Lamberti konformses koonilises projektsioonis, ellipsoidil GRS-80 (Lambert-Est, lõikeparalleelid 58°00' ja 59°20'). Koordinaativõrk: L-EST 92, 5 kilomeetri võrk. Kõrgusjooned on näidatud 10 m tagant. Lähtuvalt geoloogilise suunitlusega teabe rohkusest on aluskaardiks olevat Eesti Baaskaarti mõneti lihtsustatud ja selle faktikoormust vähendatud.

Eesti baaskaardi Kehra (nr 6344) leht, nurgakoordinaatidega 25,3172° ja 59,3072°; 25,3260° ja 59,5316°; 25,7678° ja 59,5264°; 25,7561° ja 59,3020°, hõlmab 625 km² Harjumaa idaosast, millest 590 km² on maismaa ja 35 km² (ala loodeosa) võtab enda alla meri (joonis 1). Maismaa absoluutsed kõrgused ala põhjaosas, mis jääb Põhja-Eesti rannikumadaliku piirkonda, on vahemikus 0–20 m ümp, kerkides ala lõunaosas, Põhja-Eesti lavamaa äärealal Kehrast idas, 75–80 m ümp. Kolga lahe põhi sügavneb põhja suunas 40–45 m amp. Salmistust 1,5 km põhja pool on väike (0,9 km²) Pedassaar.

Arvestatava suurusega jõgedest läbib ala 12 km ulatuses veerikas Jägala jõgi oma keskjooksuga ja selle idapoolne lisajõgi Soodla (75 km) koos Raudoja ning Aavoja. Lõiguti läbivad ala idaosa Valgejõgi, Vasaristi oja ja Pudisoo jõgi koos sellesse suubuvate Kolga ja Pärli jõega. Väiksematest Kolga lahte suubuvatest jõgedest väärivad äramärkimist Loo jõgi ja Kuusalu ning Valkla oja.

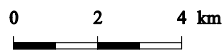
Kahala on ainuke suurem (346 ha) järv kaardilehel. Selle keskmine sügavus on 0,9 m ja maksimaalne 2,8 m. Kõrvemaa järvegruppidest on tuntumad Jussi järvestik (Suurjärv 20,1 ha ja 5 väikejärve, kõik pindalaga alla 6 ha), Järvi järvestik (neljast järvest suurim on 5,8 ha Pikkjärv), Koitjärve rabajärvestik (Kivijärv 9,5 ha) ja Paukjärve järvestik (koos Metstoa järvedega). Kaardilehe keskossa jääb ala suurim (286 ha) paisjärv – Soodla jõe rajatud veehoidla, mis on läbi Raudoja, Aavoja ja Kaunissaare veehoidla ühendatud 12 km pikkuse Soodla–Raudoja–Aavoja–Jägala kanaliga Tallinna veevarustuse süsteemi.

Suure osa alast hõlmavad looduskaitseobjektid: Lahemaa Rahvuspark, Põhja-Kõrvemaa Maastikukaitseala, Kolga Lahe Maastikukaitseala ja Niinoni Maastikukaitseala (joonis 1). Looduskaitsealustest üksikobjektidest on tuntumad Turjekelder, Kupu hiidrahn jne.

Administratiivselt jääb ala Harju maakonna territooriumile, hõlmates suure osa Kuusalu ja Anija vallast ning Loksa valla edelaosa. Suuremad asustatud punktid on Kehra linn ja Kuusalu alevik, küladest mainimisväärsemad: Hirvli, Kahala, Kemba, Kiiu, Kolga, Kõnnu, Liiapeksi, Pillapalu, Uuri, Valkla, Vikipalu.



- Aluspõhja avav puurauk
Drill hole in bedrock
- Aluskorda avav puurauk
Drill hole in basement
- F276 Tugipuurauk F276
Drill hole F276
- Looduskaitseala piir
Boundary of nature protection area



Joonis 1. Kehra (6344) lehe ülevaatekaart
 Figure 1. Schematic map of Kehra (6344) sheet

1. ALUSPÕHI

Käesolev aluspõhja geoloogiline baaskaart mõõtkavas 1:50 000 on originaalkaart, mis on koostatud põhiliselt varasemate keskmise- (mõõtkavas 1:200 000) ja suuremõõtkavaliste (mõõtkavas 1:50 000) geoloogiliste kaardistamiste (Jõgi jt, 1966; Kala jt, 1967; Petersell jt, 1971; Suuroja jt, 1997; Suuroja jt, 1999) ning maavarade (põlevkivi, fosforiidi, ehituslubjakivi) otsingu- ning uuringutööde (Palo jt, 1961; Sizova jt, 1956; Filatova jt, 1967; Tšentsov jt, 1968; Viru, 1969; Eskel jt, 1975; Liivrand jt, 1983; Basanets jt, 1983; Basanets jt, 1987) materjalide põhjal. Väikeses mahus tehti kontrollmarsruute ja tutvuti alale jäävate ning säilinud puuraukude läbilõigetega. Kaart mereala kohta on koostatud suures osas Talpase jt poolt 1986. a. hangitud teabe põhjal.

Kaardilehel on 140 aluspõhja avavat puurauku (joonis 1), millistest 10 avavad ka kristalset aluskorda. Lisaks puuraukudest pärinevale materjalile on avamusalade väljajoonistamisel kasutatud ka rohkearvulistest, põhiliselt Põhja-Eesti pangal paiknevaist paljandeist hangitud teavet. Aluspõhja uuritus alal on ebahütlane: kui kaardilehe põhjaosas on rohkesti nii paljandeid kui puurauke, siis lõunaosas on vaatluspunktide tihedus kümneid kordi väiksem.

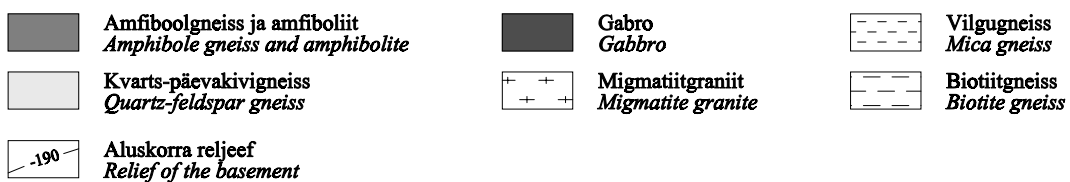
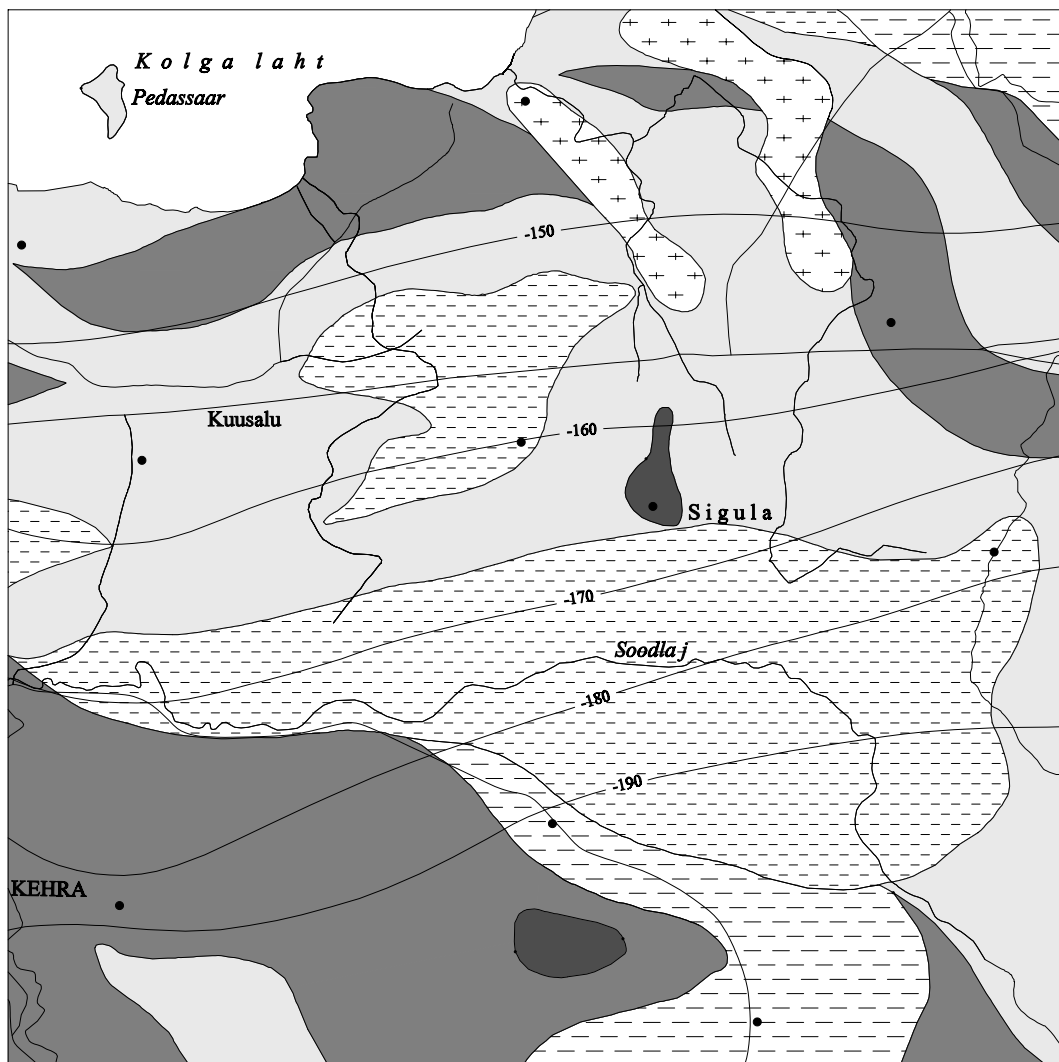
Litostratigraafiliste üksuste (kihistute ja nende komplekside) avamuste piirid on saadud graafilisel meetodil, st kujutatava üksuse ja aluspõhja reljeefi pealispinna löikejoonena. Tektooniliste rikete väljeraldamise aluseks on olnud geoloogilised kriteeriumid, st rikketsooni või märkimisväärse (>5 m) vertikaalse amplituudi olemasolu. Kivimkomplekside litostratigraafiline liigestus rajaneb Eesti aluspõhja geoloogilise kaardistamise (mõõtkavas 1:50 000) tugilegendil (Kajak jt, 1992). Mõningad kõrvalekalded viimasest on tingitud kaardistatava ala, kaardi mõõtkava ja kasutatud materjali eripärast ning vahepealse aja jooksul rahvusvaheliste organite (IUGS) poolt vastuvõetud otsustest tulenevast (International Stratigraphic Chart). Ka on kaardil mitmeid, kihistikeks jagunevaid kihistud, tulenevalt nende väikesest (<2 m) paksusest, kujutatud kompleksis teiste kihistikega.

Geostruktuurset seisukohalt lähtuvalt asub kaardistatav ala Ida-Euroopa platvormi loodeosas, Vene lava loodepiiril. Aluspõhjas eristuvad siin selgelt kaks eriilmelist struktuurset korrust: alumine – tard- ja moondekivimeist koosnev kurrutatud **kristalne aluskord** ja ülemine – settekivimeist koosnev ja eelmistel monoklinaalselt lasuv **settekivimiline pealiskord**. Kristalse aluskorra kivimid avamusalasad ei moodusta.

1.1. KRISTALNE ALUSKORD

Teave aluskorra kivimeist pärineb põhiliselt 10-st aluskorda avavast puuraugust, mis on puuritud keskmisemõõtkavalise kompleksse geoloogilise kaardistamise (Jõgi jt, 1966 – 2 puurauku) ja süvakaardistamise (Petersell jt, 1971; Puura jt, 1974 – 25 puurauku) käigus. Väärtuslikku lisa kristalse aluskorra ehituse mõistmiseks annavad pindalised ja aerogeofüüsikalised (magneto- ja gravimeetria) mõõdistamise (Gromov, 1995; Metlitskaja jt, 1992) tulemused. Kristalse aluskorra kivimkomplekside piiritlus põhinebki puursüdame kivimääratlustel ja geofüüsikalise välja iseärasuste interpreteerimisel. Vaheldusrikka koostise ja keerulise struktuuriga (lauskurrutatud) sügavalt mattunud kivimlasundi koostis on fikseeritud vaid 10 punktis ja seetõttu on lisatud aluskorra skeemi (joonis 2) puhul tegu vaid ühe, kuid küllaltki tõenäose tõlgendusega. Joonis põhineb geoloogilise süvakaardistamise materjalidel (Petersell jt, 1971; Puura jt, 1974), mida uute geofüüsikaandmete (Gromov 1995; Metlitskaja jt, 1992) põhjal on täpsustatud (Koppelmaa, 2000).

Kristalne aluskord lasub alal 140 (kaardilehe põhjaosas) kuni 195 m amp (Pillapalu piirkonnas) tasemel, sügavnedes väljapeetult, kilomeetriga 2–5 m, lõuna suunas (joonis 2). Ala põhjaosas, Tallinn–Narva maanteest põhja pool, on aluskorra pealispinna lõunasuunaline kallakus 2–3 m km kohta, viimasest lõuna pool suureneb see 4–5 meetrini km kohta, et siis äärmises lõunaosas jälle lamenduda.



Joonis 2. Kristalse aluskorra skemaatiline kaart.

Figure 2. Schematic map of the crystalline basement.

Struktuurselt kuulub ala kristalne aluskord valdavalt Tallinna struktuursesse vööndisse, koosnedes Jägala kompleksi lauskurrutatud moondekivimeist: biotiitgneissidest, mitmesugustest, alumiiniumirikkaid mineraale (kordieriiti, sillimaniiti, andalusiiti, granaati) sisaldavaist alumogneissidest, biotiit-amfiboolgneissidest, amfiboliitidest, kvarts-päevakivi- ja teistest graniitse koostisega gneissidest. Tabelis 1 on toodud neist tüüpilisemate keemiline koostis (Kivisilla jt, 1999).

Tabel 1. Kehra kaardilehe kristalse aluskorra kivimite keemiline koostis (kaalu %-des).

Table 1. Chemical composition of the crystalline basement on Kehra sheet (wt%).

| Kivim | ABG | ABG | ABG | QFG | (S)GR | ABG | AM | DB | AM | BPG |
|-------------------------------------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|
| Puurauk | F-107 | F-108 | F-112 | F-114 | F-116 | F-116 | F-116 | F-124 | F-127 | F-276 |
| Proovi süg. | 319,8 | 303,6 | 295,3 | 242,6 | 233,0 | 314,1 | 482,4 | 299,6 | 212,5 | 284,0 |
| SiO ₂ | 62.20 | 51.86 | 63.46 | 68.78 | 73.54 | 61.96 | 54.50 | 47.20 | 48.24 | 65.34 |
| TiO ₂ | 1.07 | 1.36 | 0.71 | 0.36 | 0.12 | 0.82 | 0.88 | 2.68 | 1.06 | 0.43 |
| Al ₂ O ₃ | 13.96 | 18.06 | 14.11 | 14.56 | 13.24 | 14.61 | 10.66 | 13.76 | 16.24 | 16.28 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.69 | 2.13 | 0.73 | 1.03 | 0.46 | 1.51 | 1.21 | | 2.82 | 1.18 |
| FeO | 5.05 | 5.88 | 4.19 | 1.94 | 0.79 | 5.32 | 8.58 | | 7.11 | 2.87 |
| MnO | 0.14 | 0.20 | 0.07 | 0.07 | 0.02 | 0.11 | 0.18 | 0.16 | 0.22 | 0.10 |
| MgO | 3.20 | 3.77 | 5.78 | 1.17 | 0.72 | 4.56 | 12.29 | 4.05 | 7.53 | 2.17 |
| CaO | 3.98 | 8.08 | 2.66 | 1.68 | 1.76 | 6.27 | 6.16 | 8.32 | 9.62 | 3.30 |
| Na ₂ O | 3.20 | 4.86 | 4.40 | 2.90 | 1.95 | 0.85 | 1.90 | 2.91 | 3.00 | 3.32 |
| K ₂ O | 3.30 | 1.45 | 2.70 | 6.40 | 6.90 | 2.80 | 1.20 | 2.18 | 1.80 | 3.32 |
| P ₂ O ₅ | 0.21 | 0.55 | 0.02 | 0.24 | 0.06 | 0.23 | 0.16 | 1.50 | 0.26 | 0.10 |
| S _{total} | 0.17 | 0.19 | 0.14 | | 0.23 | 0.16 | 0.20 | 0.18 | 0.24 | 0.13 |
| L.O.I. | 0.93 | 1.28 | 1.23 | 1.05 | 0.51 | 1.23 | 1.85 | 1.14 | 1.68 | 0.99 |
| Summa | 99.10 | 99.67 | 100.20 | 100.18 | 100.30 | 100.43 | 99.77 | 100.40 | 99.82 | 99.53 |
| Fe ₂ O _{3total} | 7.30 | 8.66 | 5.39 | 3.19 | 1.34 | 7.42 | 10.74 | 16.32 | 10.72 | 4.37 |
| CO ₂ | | | | | | | | 0.67 | | |

ABG – amfibool-biotiitgneiss (*amphibole-biotite gneiss*); QFG – kvarts-päevakivigneiss (*quartz-feldspar gneiss*); (S)GR – süeniitgraniit (*syenogranite*); AM – amfiboliit (*amphibolite*); DB – diabaas (*diabase*); BPG – biotiit-plagioklassigneiss (*biotite plagioclase gneiss*).

Kristalse aluskorra gneisilasundi paksust ei ole täpselt teada, kuid oletuste kohaselt võib see küündida kümnekonna ja enamgi kilomeetrit. Tardkivimi massiividest on ala kristalses aluskorras puurauguga avatud vaid üks, suhteliselt väike (mõni ruutkilomeeter), ilmselt anorogeense rabakivi formatsiooni intrusiivide ritta kuuluv ofiitse gabro massiiv Sigula piirkonnas (joonis 2). Viimane on formeerunud Svekofennia kurrutustsükli järgselt, juba osaliselt jäigastunud ning seejärel tektoonilise aktivisatsiooni käigus lõhestunud platvormi tunginud suuremate magmamassiivide diferentsatsioonil.

Kristalse aluskorra kivimid on pindmises osas mõne kuni mõnekümne meetri ulatuses (keskmselt 10 m) murenenud, moodustades nn pindalalise murenemiskooriku. Viimase paksus sõltub peamiselt aluskorra kivimite mineraalsest koostisest: massiivsete graniitsete kivimite levialal on see väiksem ning vilgu- ja alumogneisside levialal suurem. Tegu on jäänukmurenemiskoorikuga, kust osa murenemiskoorikust on Vendi ajastu alul kulutatud. Kulutuse ulatusele viitab murenemiskooriku tsonaalsus: aladel, kus on säilinud murenemiskooriku kõik kolm tsooni (ülalt alla) – III (pude), II (savikas) ja I (vähe murenenud) – on murenemiskoorik enam-vähem täielikult säilinud. Sügavama erosioonilõike puhul kõrgema astme (III ja II) tsoonid puuduvad kas täielikult või siis osaliselt.

1.2. SETTEKIVIMILINE PEALISKORD

Neoproterosoilistest ja Paleosoilistest kivimeist koosnev settekivimiline pealiskord lasub suure ajalise lünga ja põiksusega kristasel aluskorral ning selle paksus suureneb ala põhjaosa merepõhja 80–90 meetrilt kuni kaguosa 265 meetrini. Settekivimilise pealiskorra struktuurid jälgivad suures osas kristalse aluskorra pealispinna reljeefi ja suuremaid lasuvusrikkeid selles ei ole täheldatud (joonis 3).

Settekivimilise pealiskorra formeerumine algas siinsel alal Neoproterosoikumis, Vendi ajastu teisel poolel, pärast ligi 800 miljoni aastast kulutusperioodi, kui kulutati ära Svekofennia kurrutustsükli käigus tekkinud mäemassiivid ning idast pealetungi alustanud meri siinse alani jõudis.

1.2.1. Vendi kompleks

Vendi kompleksi Kotlini lademesse kuuluvad siliklastilised setendid lasuvad transgressiivselt, kirde suunas tüseneva 60–70 m paksuse lasundina kristalse aluskorra murenemiskoorikul. Need ala piires ei paljandu, küll aga on nende avamusi ala põhjaosa merepõhjas Kiiu-, Andineeme ja Pudisoo mattunud klindiorgude põhjas. Vendi kompleksis eristuvad kolm kihistut (alt üles): Gdovi, Kotlini ja Voronka. Viimased, mis on esindatud põhiliselt liivakividega, on Põhja-Eesti olulisema ja puhtama veekompleksi kandjaks.

Gdovi kihistu (V_{2gd}) on esindatud põhiliselt pisi- kuni keskterise, nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud liivakividega, milles on erinevatel tasemetel (kihistu ülaosas) kirjuvärvilise (punakaspruun kollakate ja rohekashallide laikudega) savika aleuroliidi vahekihte. Kihistu paksus on 20–35 m ja selged suundumused selle muutustes puuduvad. Kihistu alumisel piiril on kohati kuni mõne meetrine, jämeterisest liivakivist, graveliidist, peenkonglomeraadist või mikstoliidist basaalne kiht.

Kotlini kihistu (V_{2kt}), mis on kompleksi keskosa savikamaks lasundiks, koosneb kirjuvärvilisest (ookerkollasest kuni punakaspruunini) õhukesekihilisest aleuriitsavist või savikast aleuroliidist, milles leidub õhukesti (<10 cm), kollakaspruuni liivakivi või aleuroliidi vahekihte. Ala lääneosas kiildub kihistu välja, idas tõuseb selle paksus aga 8 meetrini.

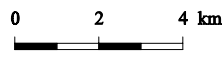
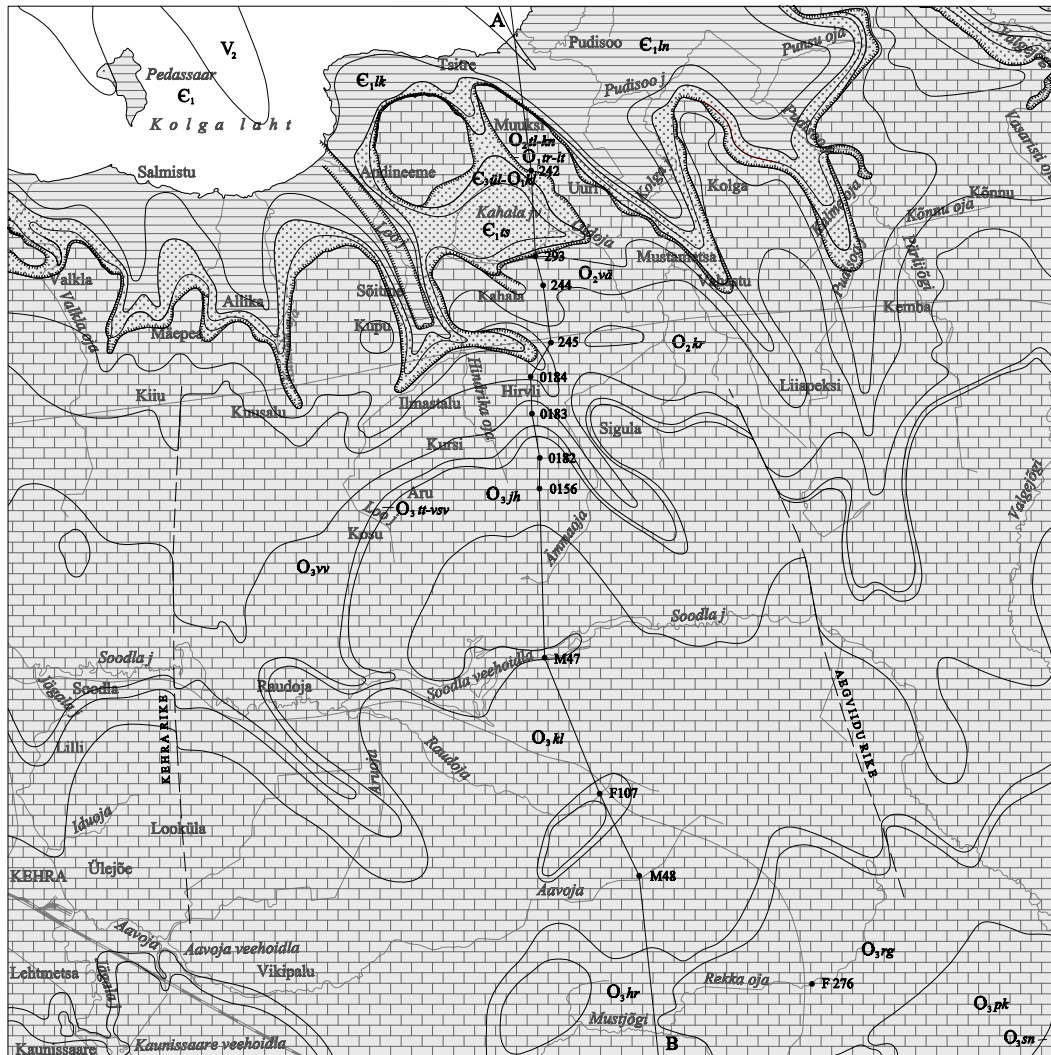
Voronka kihistu (V_{2vr}), mis moodustab Vendi kompleksi ülaosa, läände suurenev paksus on 30–40 m. Selles eristub kaks eriilmelist kihistikku: all – Sirgala (V_{2vrS}) ja ülal – Kannuka (V_{2vrK}). Põhiosa kihistust hõlmab alumine, **Sirgala kihistik**, mis koosneb kirjuvärvilise (kollakashall kuni punakapruun) aleuroliidi ja aleuriitsavi vahekihte sisaldavast, nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud pisi- kuni peenterisest helehallist kvartsliaivakivist. **Kannuka kihistik** on paksuselt väljapeetum (4–8 m) ja koosneb nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud, pisi- kuni peenterisest valkjashallist kvartsliaivakivist.

1.2.2. Kambriumi ladestu

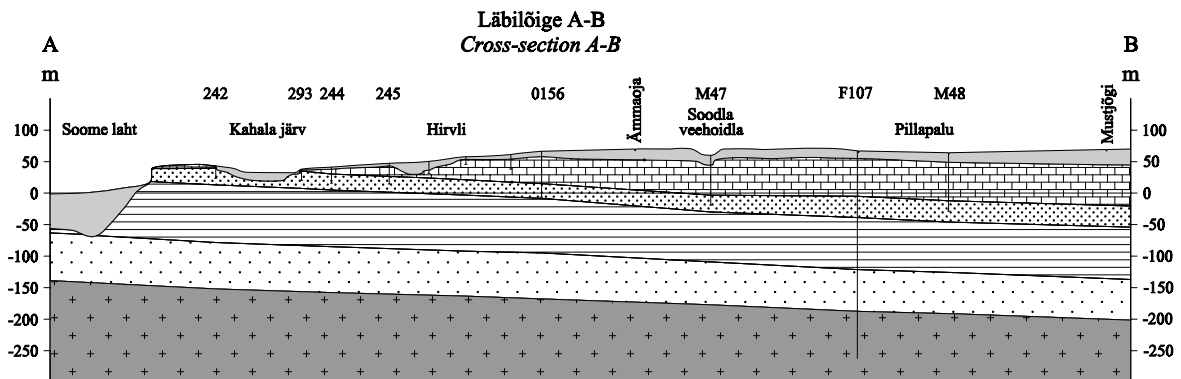
Põhiliselt Alam-Kambriumi ladestiku siliklastsete setenditega esindatud Kambriumi ladestu avamus hõlmab suure osa Põhja-Eesti pangast põhja poole jäävast maismaa-alast ja akvatooriumist (joonis 3). Panga jalamil, Valkla ja Muuksi vahemikus leidub kohati ka 95–105 m paksuse ladestu ülaosa Tsitre ja Tiskre kihistu paljandeid.

Alam-Kambriumi ladestiku, mille paksus alal on 85–95 m, avamus hõlmab suurema osa (ca 80 %) pangaesisest alast. Ladestik jaguneb alal omakorda kolmeks kihistuks: Lontova, Lükati ja Tiskre. Vanuselisel kuulub Lontova kihistu samanimelisse lademesse, Lükati ja Tiskre kihistu aga Dominopoli lademesse.

Lontova kihistu (C_{1ln}), mis on tuntud ka Kambriumi sinisavi lasundi nime all, on 60–65 meetrise paksusega tüsedaimaks litostratigraafiliseks üksuseks alal. Kihistu on esindatud rohekashalli kuni kirjuvärvilise (rohekashall, violetsete ja punakaspruunide laikudega), vähesel määral aleuriiti sisaldava argilliidilaadse saviga. Kihistus on eristatavad, ja seda põhiliselt liiva sisalduse järgi, 3 kihistikku (alt üles): Sämi, Mahu ja Kestla. Kihistu piiritlemisel on põhilisteks diagnostilisteks tunnusteks olnud rõngasussid (*Platysolenites*) ja püriidistunud ussikäigud. Kaardil ja läbilõigetel on kihistu jagatud kaheks, sest läbilõigetel on Mahu ja Kestla kihistiku eristamine küllaltki raske.



| | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|
| | Aluskord <i>Basement</i> | | Kambriumi sinisavid <i>Blue clays of the Cambrian</i> | | Ordoviitsiumi lubjakiivid <i>Limestones of the Ordovician</i> |
| | Vendi liivakiivid <i>Sandstone of the Vendium</i> | | Kambriumi ja Ordoviitsiumi liivakiivid <i>Sandstones of the Cambrian and Ordovician</i> | | Kvaternaari setted <i>Quaternary deposits</i> |



Joonis 3. Aluspõhja skemaatiline kaart koos läbilõikega.
Figure 3. Schematic map of bedrock with the cross-section.

Sämi kihistik, mille paksus on 12–14 m, koosneb põhiliselt rohekashallist, aleuriiti ja vähesel määral kvartslüiva sisaldavast savist. Ülemisel piiril on sageli kiht glaukoniiti sisaldavat mikstoliiti või eriterist liivakivi. Kambriumi ladestu alumine piir on selge (piir savi ja kvartslüivakivi vahel) ja seda iseloomustab glaukoniidi kadumine. **Mahu kihistik** on esindatud rohekashalli, vähesel määral liiva sisaldava aleuriitsavi 20–25 m paksuse lasundiga. Kihistiku mõlemad piirid on ebaselged, üleminekulised. Põhilise osa Lontova kihistust hõlmab 30–40 m paksune, rohekashallist kuni kirjuvärvilise (kihistiku ülaosas) argilliidi-laadsest savist koosnev **Kestla kihistik**. Tammneeme kihistikku Lontova kihistu ülaosas ei ole antud ala läbilõigetes eristatud.

Sinisavilasundi ülaosa moodustab 11–12 m paksune **Lükati kihistu** (C_1lk). Viimase avamus hõlmab pangaastangu jalami, kus esineb kohati ka selle väiksemaid paljandeid (Muuksi klindineemikul). Kivimiliselt iseloomustab kihistut rohekashalli aleuriitsavi (60–70 %) vaheldumine aleurolüidi või pisiterise kvartslüivakiviga, mis kihiti sisaldavad peent glaukoniiti. Kihistu diagnostiliseks tunnuseks, peale kivimiliste iseärasuste, on *Volborthella tenuis* koonusjad koidad. Alumisel piiril võib tihti kohata õhukest (1–10 cm), fosfaatse liivakivi veeristega basaalkonglomeraati. Lontova ja Lükati kihistu koos moodustavad Eesti aluspõhja kõige kindlama veepideme. Nende savi on leidnud kasutamist ehituskeraamika tööstuses ja looduslikud võimalused selleks on olemas ka antud alal.

Tiskre kihistu (C_{1ts}), mille paksus 11–13 m, avamus kulgeb kitsa, sajakonna meetri laiuse vööndina pangaastangu jalamil ja selle piires leidub ka mitmel pool (Muuksi, Tsitre, Valkla) paljandeid. Kihistu koosneb suhteliselt monotoonsest helehallist jämeterisest kvartsaleurolüidist või pisiterisest kvartslüivakivist, milles on kohati (kihistu alaosas) rohekashalli, glaukoniiti sisaldava savika aleurolüidi vahekihte. Kihistu on oluline põhjavett kandva kihina.

Ülem-Kambriumi ladestik on ladestu ülaosas välja eraldatud biostratigraafiliste kriteeriumide alusel. Varemalt Alam-Ordoviitsiumisse kuulunud, lukuta brahhiopoodide (ooboluste) purdu sisaldava liivakivilasundi alaosa (Ülgase ja Tsitre kihistu ning kohati isegi Kallavere kihistu alaosa) on loetud mikrofauna (akritarhide ja konodontide) leidude järgi Ülem-Kambriumi kuuluva (joonis 4). Ülem-Kambriumi liivakivide 2–10 m paksune lasund avaneb pangaastangu jalamil ja seal (Valkla, Turjekelder, Muuksi) leidub mitmel pool ka selle paljandeid. Ladestik koosneb peeneteralisest nõrgalt tsementeerunud ja vähesel määral peent lukuta brahhiopoodide purdu sisaldavast kvartslüivakivist.

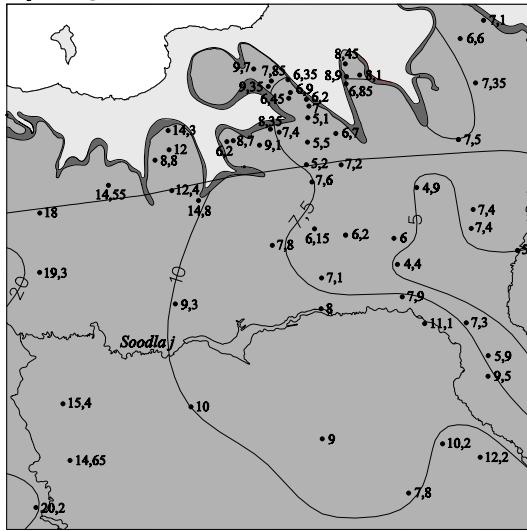
1.2.3. Ordoviitsiumi ladestu

Põhja-Eesti pangast lõunasse jääval alal on aluspõhjaks Ordoviitsiumi ladestu kivimid, mille paksus ala kaguosas võib küündida 90 meetrini. Põhilise osa ladestust hõivavad karbonaatkivimid ja üksnes selle alaosa kümnekonnal meetril leidub liivakive ja savikilta.

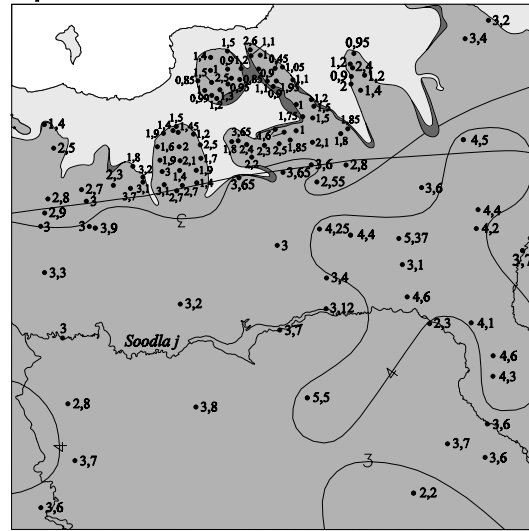
Alam-Ordoviitsiumi ladestiku, mille paksus alal on 11–14 m, koosseisu kuuluva 3 lademe (Pakerordi, Varangu ja Hunnebergi) piires eristub 4 kihistut (Kallavere, Türisalu, Varangu ja Leetse). Ladestik on kivimiliselt mitmekesine, siin leidub nii oobolusdetriiti (fosforiiti) sisaldavat liivakivi (Kallavere kihistu), kerogeenset argilliiti ehk diktüoneema kilt (Türisalu kihistu), bentoniitsavi (Varangu kihistu) ja glaukoniitliivakivi (Leetse kihistu). Ladestiku avamus jälgib Põhja-Eesti panka ja seal leidub ka mitmel pool selle väiksemaid paljandeid.

Kallavere kihistu (C_3-O_1kl), paksusega 5–9 m, avaneb kitsa ribana Põhja-Eesti panga jalamil ja seal (Valkla, Tsitre klindisaare põhjanõlv, Muuksi) leidub ka selle väiksemaid paljandeid. Kihistu, seda eriti Valkla ümbruses, moodustab panga paeastangu ees kuni 5 m kõrguse terrassi. Kihistu koosneb lukuta brahhiopoodide ooboluste karbikaante purdu sisaldavast, nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud peenterisest kvartslüivakivist. See lasund on tuntud rohkem fosforiidilasundi nime all. Valkla ja Kolga vahemikus on välja eraldatud ka mitmed fosforiidi perspektiivalad. Kihistu ülemisel piiril, kontaktil Türisalu kihistuga, on liivakivi kohati tugevasti püriidistunud (nn "püriidikiht"). Kihistu alumine piir on

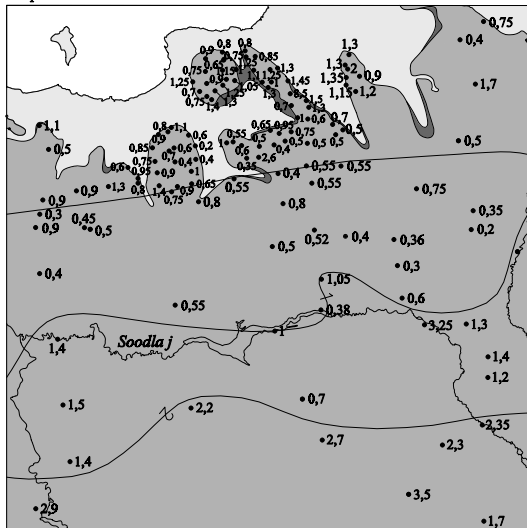
ϵ_3 ül- O_1kl



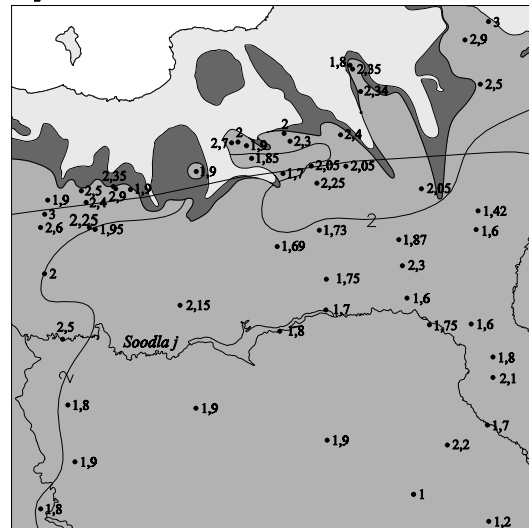
O_1tr



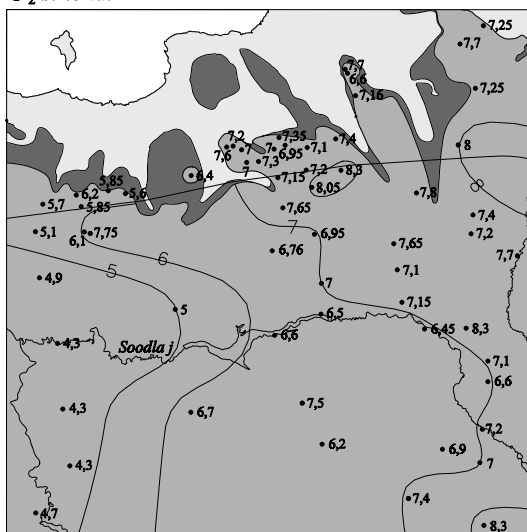
O_1vr-lt



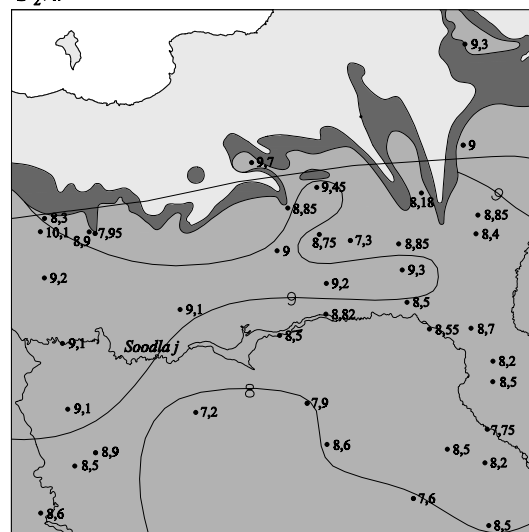
O_2tl



$O_2sl-lb-tn$



$O_2vä$



Joonis 4. Litostratigraafiliste üksuste paksusi puuraukude läbilõigetel.

Figure 4. The thickness of some lithostratigraphical units in sections of the drill holes.



Foto 1. Mäepea osaliselt mattunud klindineemik. T. Saadre foto.
Photo 1. The Mäepea Klint Peninsula is partially buried.



Foto 2. Muuksi klindineemik läänest vaadatuna. T. Saadre foto.
Photo 2. View to Muuksi Klint Peninsula from the west.

selgelt fikseeritav üksnes läbilõigetes, kus selle lamamiks on ooboluskonglomeraadi kiht. Kihistus eristub 2 kihistikku (ülalt alla): Suurejõe ja Maardu kihistik. **Maardu kihistik** hõlmab suurema osa kihistust ja koosneb lukuta brahhiopoodide karbikaante purdu sisaldavast nõrgalt tsementeerunud aleuriitset peenterisest kvartsiivakivist. Bioklastse materjali sisaldus ja suurus varieerub suurel määral ja seda nii tasemeti kui pindalaliselt. Kollakas kuni tumehallid liivakivis esineb kerogeense argilliidi pruuni õhukesi vahekihte. Detriit ja kohati esinevad kaanefragmendid on värvuselt tumehallid kuni mustad. **Suurejõe kihistik** koosneb keskmise- kuni eriterisest, keskmiselt tsementeerunud detriitset liivakivist (fosforiidist), paksus on 0,3–2,0 m.

Türisalu kihistu (O_{1tr}), paksusega 2,5–4,5 m (joonis 4), koosneb tumepruunist, graptoliite sisaldavast kerogeensest argilliidist ehk diküoneema kildast ja avaneb kitsa vööndina Põhja-Eesti pangal, kus leidub ka selle väiksemaid paljandeid (Valklas, Tsitres, Muuksis). Orgaanika sisaldus kildas on 13–15 %, põlemissoojus <1200 kcal/kg, looduslik niiskus <1,44 %, tuhasus <87 %. On arvestatav väikese kalorsusega põlevkivina. Lisaks sisaldab kilt veel huvipakkuvast koguses U, Th, Mo, V. Kilda kasutuselevõttu on takistanud selles olev püriit ja asjaolu, et ei ole leitud selle töötlemise tarvis keskkonnasäästlikku tehnoloogiat. Kaasneva maavarana on kilt aga takistuseks fosforiidi kaevandamisel.

Varangu kihistu (O_{1vr}), mis levib vaid ala kaguosas kuni 2 m paksuse kihina ja kuulub samanimelisse lademesse, koostis on muutlik ning seda nii läbilõikes kui pindalaliselt. Eristatavad on kuni 3 kihti: 1) peeneteraline savikas kuni aleuriidikas rohekashall glaukoniitliivakivi; 2) hall kuni kreemikas tihe savi ja 3) pruun kuni pruunikashall savikas bituminoosne argilliit. Põhjapoolsetes õhemates läbilõigetes on valdavaks savi, kuna paksemad lõunapoolsemad läbilõiked on komplitseeritud.

Leetse kihistu (O_{1lt}), mis kuulub Hunnebergi lademesse ja mille loodesse suurenev paksus on 0,5–1,2 m, koosneb rohelisest peeneteralisest savikast nõrgalt tsementeerunud glaukoniitliivakivist. Lisaks glaukoniidile (<60 %) on selles veel kvartsi (10–20 %), hüdrovilke (10–20 %) ning mõningal määral ka lubi- või dolomiitset tsementi. Kihistu avaneb ja haruharva ka paljandub kitsa ribana Põhja-Eesti pangal. Kihistus on eristatavad 2 kihistikku (alt üles): Iru ja Mäeküla. Valdavaks (kuni 80 %) on alumine – **Iru kihistik**, mis koosnebki eelkirjeldatud glaukoniitliivakivist. Kihistu ülaosas olev õhuke (0,1–0,3 m) **Mäeküla kihistik** erineb eelmisest eelkõige karbonaatse tsemendi ja sellest tuleneva suurema kõvaduse poolest ning selle alumine piir on üleminekuline.

Kuigi glaukoniidil on palju kasutusvõimalusi (kaaliväetis, värvaine, vee pehmedaja jne), ei ole Eestis veel seda perspektiivset, küllaltki suure varuga maavara veel kaevandama hakatud.

Kesk-Ordoviitsiumi ladestik on esindatud juba karbonaatsete setenditega. Selle kahe ladejärgu (Arenig, Llanvirn) kõik 6 ladet (Billingeni, Volhovi, Kunda, Aseri, Lasnamäe ja Uhaku) avanevad ka uuritaval alal. Viimaste piires on eristatavad (alt üles): Toila, Sillaoru, Loobu, Aseri, Vão ja Kõrgekaldala kihistu. Ladestiku kivimite avamus hõlmab 2–5 km laiuse, keerulise konfiguratsiooniga vööndi Põhja-Eesti pangal ja sellest vahetult lõunasse jääval alal ning seal leidub ka nende paljandeid. Ladestik on täies mahus esindatud vaid Soodla–Hirvli–Kemba joonelt lõunasse jääval alal, kus selle paksus küünib kuni 25,5 meetrini (p.a. F-276).

Toila kihistu (O_{2tl}), mis koosneb 1,5–2,5 m paksusest (joonis 4) rohekashallist glaukoniiti sisaldavast lubjakivist, avaneb ja kohati ka paljandub Põhja-Eesti pangal. Kihistus on eristatavad 4 kihistikku (alt üles): Päite (0,3–0,4 m), Saka (0,4–0,6 m), Telinõmme (0,4–0,8 m) ja Kalvi (0,2–0,4 m). Alumine, Billingeni lademesse kuuluv **Päite kihistik** koosneb rohekashallist kuni kirjuvärvilisest peen- kuni keskkristalsest keskmise kuni paksukihilisest, sageli dolomiidistunud, glaukoniiti sisaldavast lubjakivist. Kihistiku alaosas on kohati kuni 20 cm-ne kiht glaukoniitset savimerglit. **Saka kihistik** koosneb tugevalt dolomiidistunud kirjuvärvilisest (roheline, kollane ja lillaka vöödilisest) peene- kuni keskmisekristalsest keskmise- kuni paksukihilisest, enamjaolt dolomiidistunud, eriteralist glaukoniiti sisaldavast lubjakivist.

Alumisel piiril esineb amfora-laadsete süvenditega, tugeva limoniitse impregnatsiooniga kahekordne katkestuspind – nn püstakkiht. **Telinõmme kihistik** koosneb rohekashallist õhukese- kuni keskmise- kihilisest, tasemeti peent glaukoniiti sisaldavast ja dolomiidistunud lubjakivist. Kihistikule on iseloomulikud mergli lainjad kelmed ja kihikesed (<3 cm) ja sagedased limoniitsed katkestuspinnad. Kihistu ülemine, **Kalvi kihistik** koosneb rohekashallist nõrgalt savikast keskmise- kuni paksukihilisest peenterisest glaukoniidi lisandiga nõrgalt kuni tugevalt dolomiidistunud lubjakivist. Glaukoniit jaotub kivimis ebahühtlaselt, impregneerides sageli katkestuspindu.

Sillaoru kihistu (O_2sl), mil paksust 0,1–0,5 m, koosneb rohekashallist keskmiselt kuni tugevalt savikast õhukese- kuni paksukihilisest detriidikast ooidlubjakivist ja avaneb ning kohati ka paljandub Põhja-Eesti pangal. Raudooidid on valdavalt korrapärased, kuid leidub ka pseudo-ooide – götiidistunud detriiti. Kivimis, mis on paiguti dolomiidistunud, esineb ka limoniitse impregnatsiooniga lainjaid katkestuspindu. Kihistu alumine piir on terav ja seda markeerib limoniitne katkestuspind.

Loobu kihistu (O_2lb), mis kuulub Kunda lademesse ja mil paksust 4–6 m, avaneb kitsa ribana pangapealse platoo ääres ja siin leidub kohati ka selle paljandeid. Ala lääneosas kahaneb kihistu paksus kiiresti 3 meetrini. Kihistu eristub raudooidide sisaldavate komplekside (Kandle ja Sillaoru kihistu) vahele jääva halli karbonaatse kivimkehana, mis omakorda jaguneb kaheks (alt üles) – Nõmmeveski ja Valgejõe kihistikuks. **Nõmmeveski kihistiku** paksus on 1,5–2,2 m ja see koosneb pruunikast kuni rohekashallist savikast mikro- kuni peenkristalsest detriidikast kuni detriitjast keskmise- kuni paksukihilisest keskmiselt kuni tugevalt dolomiidistunud lubjakivist. Selles esineb dolomiitse mergli kelmeid ja kuni 2 cm paksusi kihikesi. Kivim on kohati (dolomiidistunud intervallides) poorne ja selles võib olla 1–2 cm läbimõõduga kaverne. Rohkesti esineb nii pruunikaid, lainjad või konarjaid, fosfaatse impregnatsiooniga katkestuspindu kui ka nauutilooidide kivistisi. Sisaldab vähesel määral glaukoniiti (valdavalt läbimõõdus <1 mm). Kihistiku (ühtlasi ka kihistu) alumine piir on kivimiliselt terav: kaovad raudooidid ja ilmub glaukoniit ning sageli markeerib seda tugev, limoniit-fosfaatse impregnatsiooniga katkestuspind. **Valgejõe kihistiku** paksus on 3–4 m ja see on esindatud sinakas-halli puhta või nõrgalt savika mikro- kuni pisikristalse detriitja kuni detriitse keskmise-, harvemini õhukese- või paksukihilise lubjakiviga. Kivim võib kohati olla dolomiidistunud. Iseloomulikud on lainjalt konarlikud pruunikashallid fosfaatse katkestuspinnad. Rohkesti on ka nauutiloide. Alumise piiriga kaasneb sagedasti dolomiidistumise astme märgatav suurenemine.

Kandle kihistu (O_2kn), mis vastab Aseri lademele ja mil paksust 0,9–1,5 m, avaneb Põhja-Eesti panga paeplatoo äärel kitsa, mõnesaja meetri laiuse vööndina ja seal leidub ka selle paljandeid. Kihistu on esindatud halli puhta või keskmiselt savika keskmise- kuni paksukihilise pisi- kuni mikrokristalse detriidika raudooidide sisaldava lubjakiviga. Ooide on reeglina rohkem kihistu ülaosas (**Malla kihistik**). Ooidide läbimõõt on valdavalt <1,0 mm, kihistu ülaosas on see kohati kuni 1,5 mm. Kihistu keskosas on tavaliselt 2–4 kollast limoniitse impregnatsiooniga katkestuspinda. Kihistu alumisel piiril on kahekordne, tugeva fosfaatse impregnatsiooniga ja 5–7 cm sügavuste taskutega katkestuspind.

Väo kihistu ($O_2v\grave{a}$), mis kuulub suures osas Lasnamäe lademesse, paksus on 8–9 m (joonis 4) ja selle avamus hõlmab suures osas pangapealse paeplatoo 1–3 km laiuse ääreala. Kihistu koosneb valdavalt valkjashallist, detriitjast kuni detriitsest, pisi- kuni mikrokristalsest, keskmise- kuni paksukihilisest, harvu merglikelmeid ja stüloliitpindu sisaldavast lubjakivist – Eesti ühest parimast ehituslubjakivist. Iseloomulik kihistule on rohked (>20 tk), fosfaatse impregnatsiooniga nõrgad lainjad katkestuspinnad. Suurema osa kihistust hõlmab kuni 7 m paksune, kesk- kuni paksukihilise lubjakiviga esindatud **Kostivere kihistik**. Kihistu alumises osas (1,5–2 m alumisest piirist) on 0,3–0,5 m paksuse tumehalli, tugevalt dolomiidistunud lubjakivi kiht – **Pae kihistik**. Viimasest allapoole jääv, ligi 2 m paksune osa kihistust kannab **Rebala kihistiku** nime ja see võib ka kohati, sarnaselt Pae kihistikuga, olla dolomiidistunud. Kihistule tervikuna on iseloomulik püriidistunud detriidi, peenpihustunud püriidi ja selle väiksemate

kristallide rohkus. Sagedased ja iseloomulikud kihistule on ka ligi 1 cm jämedused vertikaalsed ussikäigud, eriti viimase üleosas, ja nautiloidide kivistised selle alaosas. Kihistu alumise piiri lähistel esineb väikeseid valgeid (frankoliitseid) ooide.

Kõrgekalda kihistu (O_2kr), mis kuulub täielikult Uhaku lademesse, avamus kulgeb Põhja-Eesti pangast mõnevõrra lõuna pool 1–6 km laiuse vonkleva vööna (joonis 5). Kihistu paksus suureneb üsna seaduspäraselt edelast (7 m) kirdesse (12 m). Kihistu kivimid eristuvad nii lamamist kui lasumist eelkõige suurema savikuse poolest ja lisaks esineb selle ülaosas ka veel kukersiidi vahekihte. Kihistu jaguneb kolmeks (alt üles): Koljala, Pärtlioru ja Erra kihistikuks. **Koljala kihistiku**, milles savikas, sagedaste merglikelmetega lubjakivi vaheldub puhtama lubjakiviga, paksus on 1,5–3 m. **Pärtlioru kihistik**, mille paksus 3–4 m, on eelmisega võrreldes oluliselt savikam ja sisaldab savika kukersiidi ja kukersiitse mergli kuni 10 cm paksusi vahekihte. Kukersiitsete kihtide summaarne paksus on 0,2–0,6 m. Kihistu kõige ülemise, **Erra kihistiku** paksus on alal 3–4 m. Kukersiitsed kihid (c, d, g, h, k, l, m₁₋₂, n) on siin vähem savikad ja nende summaarne paksus suurem, tõustes ala loodenurga 0,2 meetrilt kuni 0,6 meetrini kirdes.

Kihistu alumiseks piiriks on reeglina loetud ülalt esimest katkestuspinda, millest allpool mergli kihte enam ei ole. Kuna Koljala kihistiku allosa 0,5 m on üldilmelt küllaltki Vao kihistu sarnane, siis on piiri määramine paljuski subjektiivne, millele viitavad ka suured erinevused kihistu paksuses.

Ülem-Ordoviitsiumi ladestik on alal esindatud Caradoc'i ladejärgu karbonaatsete setenditega ja selle 9 lademest levivad siin 6 (Kukruse, Haljala, Keila, Oandu, Rakvere, Nabala). Viimaste piires on eristatavad (alt üles): Viivikonna, Tatruse, Vasavere, Jõhvi, Keila, Hirmuse, Rägavere, Paekna ja Saunja kihistu. Ladestiku avamusala hõlmab lehe lõunaosa, kus selle maksimaalne registreeritud paksus küünib 55 meetrini (p.a. F-276).

Viivikonna kihistu (O_3vv), mis vastab Kukruse lademele, avamus kulgeb kitsa (0,5–3 km) vonkleva vööndina üle kaardilehe keskosa Soodla–Hirvli–Kemba joonel, kusjuures selle paksus suureneb seaduspäraselt põhjaosa 7 meetrilt 12 meetrini lõunas (joonis 5). Viivikonna kihistu on tuntud eelkõige põlevkivi (kukersiiti) sisaldava lasundina, kus vahelduvad põlevkivi (kukersiiti) sisaldavad kihid lubjakivi ja mergliga. Antud alal on kihistu esindatud vaid 2 alumise, st Kiviõli ja Maidla kihistikuga. **Kiviõli kihistiku** paksus on 3–4 m, suurenedes ida suunas. Kihistikus eristatavad kukersiidikihid A, A', B, C, D, E, F₁₋₄, G, H, J, K₁₋₂ moodustavad kihistiku mahust ligikaudu kolmandiku. Kivimi tekstuur on üldjuhul muguljas kuni lainjaskihiline, väljendudes põhiliselt põlevkivi ja roosa pae (kukersiitse lubjakivi) vaheldumises. Kihistiku allosa põlevkivikihid A–F₂, mis moodustavad Eesti põlevkivimaardla tootsa kihindi, siinsel alal enam majanduslikku tähtsust ei oma. **Maidla kihistiku** paksus suureneb ala keskosa 3-lt meetrilt 6 meetrini selle lõunaosas. Paksuse suurenemine tuleneb peamiselt stratigraafilise mahu juurdekasvust: kui ala keskosas on kihistik esindatud vaid alumise osaga (kihid L, M, N), siis lõunaosas on kihistik juba oma täies stratigraafilises mahus – lisandunud on põlevkivikihid O, P, I, II ja nende vahekihid. Põlevkivikihtidele on omane eelkõige võrkjas (poolmuguljas) tekstuur ja vaid kõige kõrgemad kihid (I, II) on mugulja või lainjaskihilise tekstuuriga.

Tatruse ja Vasavere kihistut, mis kuuluvad Haljala lademe Idavere vöösse ja millede avamusala kulgeb kitsa, mõnesaja meetri laiuse vööndina üle ala keskosa, on tulenevalt nende suhteliselt väikesest paksusest (1,5–3 m) kujutatud kaardil ja läbilõigetel ühtse kompleksina. **Tatruse kihistu** (O_3tt) on esindatud halli, puhta kuni nõrgalt savika, detriidika kuni detriitja, mikro- kuni pisikristalse, keskmisekuni paksukihilise lubjakiviga. Kihistu paksus on kogu alal alla 1 meetri. Detriit on valdavalt peen ja osaliselt püriidistunud. Kihistu alumist piiri markerib tavaliselt kahekordne püriidistunud katkestuspind. **Vasavere kihistu** (O_3vsv), mille paksus väheneb levila põhjaosa 2,5 meetrilt 1 meetrini lõunas, jaguneb kivimiliselt kaheks: ülaosa on esindatud rohekashalli, tugevalt kuni keskmiselt savika lubjakiviga, milles on kuni 5 K-bentoniidi vahekihti ja alaosa – halli, puhta kuni nõrgalt savika mikrokristalse lubjakiviga, milles esineb tugevalt savika lubjakivi või lubimergli 1–2 cm paksusi vahekihte.



Foto 3. Loopealne Kaberla-Valkla klindipoolsaare lõunaosas. T. Saadre foto.
Photo 3. Alvar in the southern part of Kaberla–Valkla Klint Peninsula.



Foto 4. Pangaastang Tsitre klindisaarel Turjekeldri lähistel. T. Saadre foto.
Photo 4. Klint escarpment on Tsitre Klint Island near Turjekelder.

Jõhvi kihistu (O_3jh), mis kuulub Haljala lademe Jõhvi vöösse, keerulise konfiguratsiooniga avamusala kulgeb Lilli–Raudoja–Sigula–Paukjärve joonel 0,4–4 km laiuse vööndina. Kihistu paksus suureneb kiiresti ala põhjaosa 8 meetrilt kuni ligi 13 meetrini lõunas (joonis 5).

Jõhvi kihistu on ülalt ja alt K-bentoniidi kihtidega piiritletud, valdavalt savikas kivimkeha, mille keskosas valdab tugevalt savikas lubjakivi ja mergel, ala- ja ülaosas aga nõrgalt savikas lubjakivi. Kivim on valdavalt detriitjas või detriidikas. Kihistus eristuvad, ja seda põhiliselt savikuse alusel, 3 kihistikku (alt üles): Aluvere, Pagari ja Madise. **Aluvere kihistikus**, paksusega 3–4 m, on valdavaks helehall, nõrgalt savikas, keskmise- kuni paksukihiline, pisikristalne lubjakivi. Savikam osa koosneb massiivsest või muguljast, tugevalt savikast lubjakivist. Mõlemad erimid on detriidikad kuni detriitjad. **Pagari kihistik**, paksusega 4,5–5,5 m, koosneb rohekashallist, keskmiselt kuni tugevalt savikast muguljast detriitjast lubjakivist. **Madise kihistik**, paksus 1,5–2,5 m, koosneb helehallist, nõrgalt savikast, mikrokristalsest, õhukese- kuni paksukihilisest lubjakivist, milles on roheka, tugevalt kuni keskmiselt savika lubjakivi vahekihte.

Keila kihistu (O_3kl), mis hõlmab samanimelise lademe, 3–7 km laiune ja keerulise konfiguratsiooniga avamusala kulgeb kaardilehe lõunapiiril (joonis 5). Mõningal määral lõunasse tüsenevas, 11–13 m paksuses kihistus on valdavaks savikas, pool- kuni täismuguljas lubjakivi. Kihistu ülaosas, **Pääsküla kihistikus** esineb savika lubjakivi ja lubimergli kõrval ka puhta või nõrgalt savika mikrokristalse lubjakivi vahekihte. Kivim sisaldab rohkesti nii detriiti kui ka hästi säilinud biomorfset materjali. Kihistu alumiseks piiriks on түседайма K-bentoniidi kihi (Kinnekulle) lamam. Pääsküla kihistu lubjakivi on nii mõnelgi juhul leidnud kasutamist ehituskivina.

Hirmuse kihistu (O_3hr), mis kuulub Oandu lademesse ja mille paksus on 3–4 m, avamus levib kitsa, kuni mõnesaja meetri laiuse vööndina ala lõunapiiril (joonis 5). Kihistu koosneb tumerohelisest savi- kuni lubimerglist, milles on tasemeti tugevalt savika ja biomorfse lubjakivi vahekihte ja mugulaid. Alumisel piiril on tugeva püriitse impregnatsiooniga ja sügavate uretega katkestuspind.

Rägavere kihistu (O_3rg), mis kuulub suure osas Rakvere lademesse, levib ala äärmises kagu- ja edelanurgas ning selle mittetäielik paksus küünib 15 meetrini. Kihistu, mis eristub puhtama lubjakivi kompleksina teiste savikamate erimite vahel, peaks kivimi keemiliste ja füüsikalise-mehaaniliste omaduste poolest olema huvipakkuv maavaraliselt seisukohalt. Kihistus on eristatavad 3 kihistikku (alt üles): Tõrremäe, Piilse ja Tudu. **Tõrremäe kihistiku**, mis kuulub Oandu lademesse, paksus on 0,3–0,7 m ja see erineb ülalpoolseist nii tekstuuri kui struktuurilt, aga ka ainelise koostise poolest. Kihistik koosneb hele- kuni kreemikashallist, kohati nõrgalt savikast, keskmise- kuni õhukesekihilisest, mikro- kuni peitkristalsest lubjakivist ja sellele on iseloomulikud püriitse impregnatsiooniga lainjad katkestuspinnad (kuni 5 tk). Alumine piir on kivimiliselt terav ja markeeritud püriitse katkestuspinnaga. **Piilse kihistik**, paksusega 10–11 m, koosneb hele- kuni kreemikashallist, peit- kuni mikrokristalsest keskmisekihilisest lubjakivist. Kihistiku üla- ja keskosas on rohkesti peeni sinakashalle püriidikirju. Lubjakivis olevad merglikelmed on hallid ja enamasti lainjad. Kohati on kihistu keskosas püriitne katkestuspind. Kihistiku alumine piir on kivimiliselt terav ja seda markeerib tugev püriitne katkestuspind. **Tudu kihistiku**, mis levib vaid väikesel alal kaardilehe kagunurgas, paksus on kuni 5 meetrit ja see koosneb helehallist, valdavalt peitkristalsest, õhukese- kuni keskmisekihilisest lubjakivist. Mergli kelmed on pruunikashallid, teravapiirilised, nõrgalt lainjad. Kihistiku keskosas on 4–5 püriitse impregnatsiooniga katkestuspinda ja sama on ka alumisel piiril.

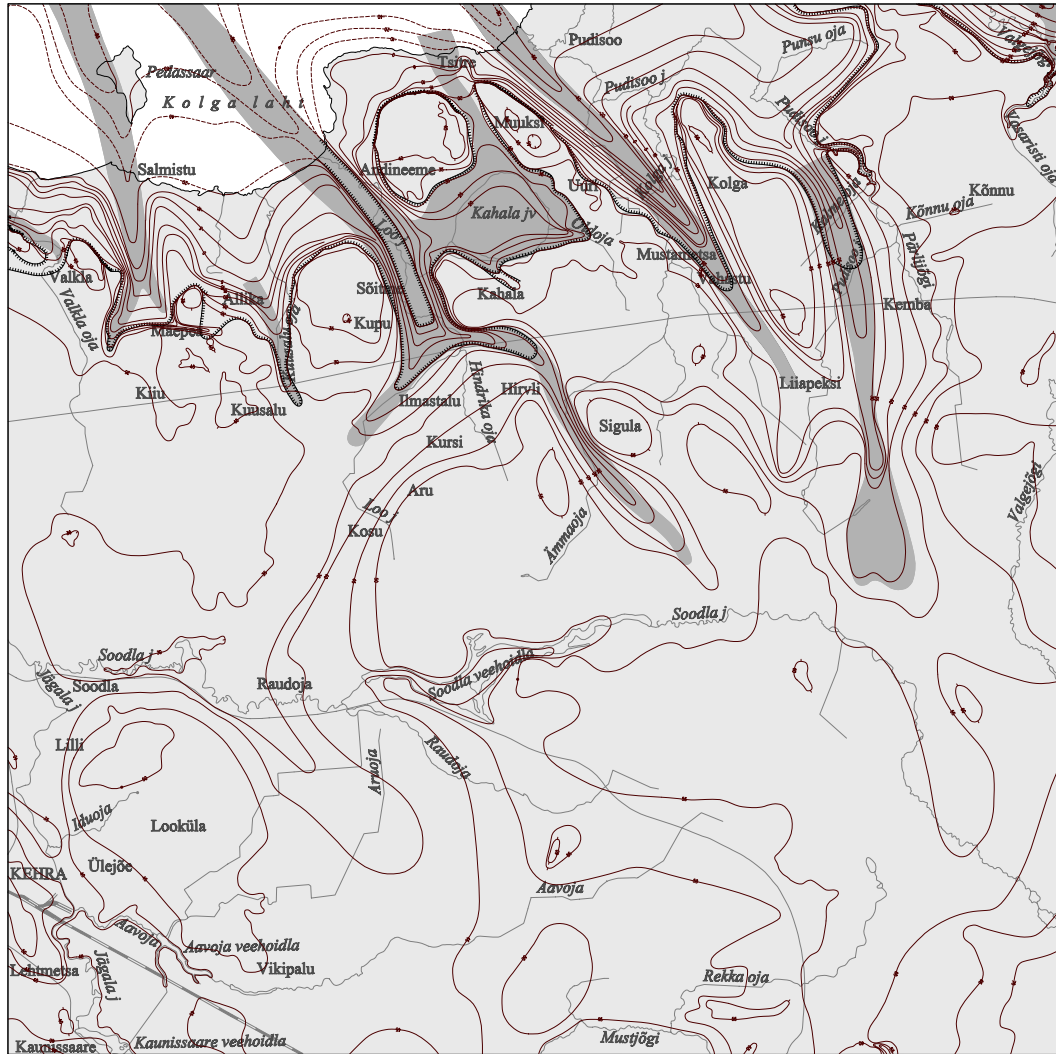
Paekna kihistu (O_3pk) esinemine alal on fikseeritud vaid ühe, ala kagunurgas asuva puurauguga (16 T), kus kihistu mittetäielik paksus on 7–9 m ja see koosneb hallist kuni kreemikast, õhukese- kuni keskmisekihilisest, lainjaid merglikihikesi sisaldavast savikast lubjakivist.



Foto 5. Tsitre klindisaarelt laskuv Turjekeldri juga talvel. T. Saadre foto.
Photo 5. Turjekeldri Waterfall on Tsitre Klint Island in winter.



Foto 6. Kivikalmed Muuksi klindineemikul pärinevad esimesest aastatuhandest e.m.a.
K. Suuroja foto.
Photo 6. Stone-cists on the juniper alvar of Muuksi Klint Peninsula date back to the 1st millennium BC.



Joonis 6. Aluspõhja reljeef. Täisjoon - samakõrgusjoon maal; katkendjoon - samakõrgusjoon merepõhjas; tume ala - maetud org.
 Figure 6. The relief of bedrock. Full line - contour line on land; dashed line - contour line on sea floor; dark grey - buried valley.

1.3. ALUSPÕHJA RELJEEFIST JA STRUKTUURIDEST

Käesolev alapeatükk on mõeldud kommenteerima K. Suuroja ja M. Kõivu poolt koostatud kaarti “Aluspõhja reljeef”, mille puhul on tegu otseandmete alusel koostatud originaalkaardiga, st samakõrgusjooned on autorite poolt puuraukudes ja vaatluspunktides fikseeritud andmete alusel välja joonistatud (joonis 6).

Aluspõhja reljeefi iseärasustest lähtuvalt eristub kaardilehel kolm alaregiooni: Põhja-Eesti rannikumadalik, Põhja-Eesti lavamaa ning Põhja-Eesti panga astangute vöönd viimase jalamil. **Põhja-Eesti rannikumadaliku** põhja suunas nõrgalt kaldu aluspõhjal avanevad Alam-Kambriumi siliklastsed setendid tasemel 10 m ümp kuni 40 m amp. Rannikumadaliku laugesse aluspõhjalisse nõlva lõikuvad 20–100 m sügavuselt ja edela-kagu suunaliselt Kiiu, Andineeme ja Pudisoo ürgorud ning Kiiu, Kuusalu, Hirvli, Kahala, Pudisoo ja Liidiakõrve klindilahed. Paeplatool vaevalt jälgitavad või olematud struktuurid lõikuvad selle alla järsult ja kiiresti. Reeglipäraselt ei ole Kvaternaari setetega täitunud ürgorgude kulg merepõhja reljeefis jälgitav. Äärmises põhjaosa ulatub ürgorgude erosioonilõige Vendi liivakivideni.

Põhja-Eesti lavamaa, mis hõlmab suurema osa kaardilehest, kerkib kagu suunas, jäädes seal 45–70 m ümp tasemele. Kehra–Hirvli–Kemba joonel kulgeb 35–55 m ümp tasemel, enam-vähem Viivikonna kihistu avamusjoont jälgides, kuni kilomeetri laiune ja 15 m kõrgune lauge nõlv. Lavamaa laugjat paeplatood liigestavad 10–40 m sügavuselt sellesse lõikunud mattunud orud: Kuusalu, Hirvli, Liaapeksi, Kemba. Nii nagu rannikumadalikul, nii ei ole ka lavamaa aluspõhjalised orud valdavalt seotud tänapäevaste orgudega.

Rannikumadalikku lavamaast eraldav **Põhja-Eesti pank** on sellesse lõikuvate klindiorgude ja -lahedede poolt tugevasti liigestatud. Siin võib läänest itta liikudes eristada: Kaberla–Valkla klindipoolsaart, Kiiu klindilakte, Mäepea klindineemikut, Allika klindineemikut, Kuusalu klindilakte, Sõitme klindineemikut, Andineeme ürgorgu, Hirvli klindilakte, Hirvli ürgorgu, Kahala klindilakte, Tsitre klindisaart, Muuksi klindineemikut, Pudisoo klindilakte (ürgorgu), Kolga klindineemikut, Liidiakõrve klindilakte, Kemba ürgorgu. Klindiangute puhul on tegu taandarenevate ja merekaugete, 20–35 m kõrguste, osaliselt mattunud, sageli mitmeterrassiliste astangutega. Paljanduvat astangut on kokku ligi kuue kilomeetri ulatuses Kaberla–Valkla klindipoolsaarel, Tsitre klindisaarel ja Muuksi klindineemikul, mis on umbes 10 % kogu astangujoonest. Valdavaks on osaliselt mattunud astang – st astang on reljeefis jälgitav, kuid ei paljandu. Kolga klindineemikust idas on astangud täielikult mereliste liivade alla mattunud – st ei ole valdavalt enam isegi tänapäevases reljeefis jälgitavad. Klindineemikute ja -poolsaarte paeplatood ulatuvad üle merepinna 35–45 m, kõrgenedes läänest itta: Kaberla–Valkla kps – 35 m, Mäepea kn – 35 m, Sõitme kn – 35 m, Tsitre ks – 40 m, Muuksi kn – 45–50 m, Kolga kn – 45 m. Põhiliseks pangaastangu äärsel paeplatool avanevaks kivimikompleksiks on Loobu kihistu lubjakivid.

Aluspõhja settekivimid lasuvad väljapeetult väikese (2–5 m/km) lõunasuunalise kallakusega. Viimast häirivad üksnes põhja-lõuna suunaliselt kulgevad Kehra ja Aegviidu rikkevööndid.

Otsustades avamusalade kuju järgi võiks neis piirkondades oodata kümnekonna meetrise vertikaalse amplituudiga rikkeid.

1.4. ALUSPÕHJA MAAVARAD

Aluspõhja kivimitega seotud maavarade leiukohad ja ilmingud on ära toodud K. Suuroja ja M. Kõivu poolt koostatud kaardilehel “Aluspõhja maavarad” (joonis 7). Tunnustatud maavaradest on märkimisväärsed lubjakivi, savi, põlevkivi ja fosforiit. Lisaks neile võib perspektiivsete maavaradena või nende ilmingutena käsitleda veel kerogeenset argilliiti ehk diktüoneemakilta ja glaukoniitliivakivi.

PÕLEVKIVI. Ala idaosas levib Kukruse lademe Viivikonna kihistuga seonduv põlevkivilasund. Eesti põlevkivimaardla loodeosas asuva Kõnnu perspektiivala 114,3 km²-st jääb ala piiresse selle idaosaga ligi 75 km². Eesti põlevkivimaardla tootuskihind asub Viivikonna kihistu allosas ning hõlmab indekseeritud



Foto 7. Pangaastang Muuksi klindineemikul.
K. Suuroja foto.
Photo 7. Klint escarpment on Muuksi Klint Peninsula.



Foto 8. Lasnamäe lademe lubjakivi on Kaberla paemurrus. K. Suuroja foto.
Photo 8. Limestone of the Lasnamägi stage in Kaberla quarry.



Foto 9. Väike paemurd Vasaristi külas on samuti Väo kihistu lubjakivis. K. Ploomi foto.
Photo 9. Small quarry cut into the limestones of Väo Formation in Vasaristi Village.

põlevkivikihid A–F₁. Maardla läänepiiri kontuurimiseks ja võimaliku põlevkivivaru selgitamiseks tehti eeluuringud, mis hõlmasid ka käesoleva kaardilehe idaosa (Basanets jt, 1983; 1987). Põlevkivivaru määramisel lähtuti Eesti põlevkivileiukoha jaoks kinnitatud nõuetest (konditsioonidest): kihindi paksus >1,0 m ja mäemassi kütteväärtus >1200 kcal/kg (ca 5 MJ). Võttes tootsasse kihindisse kihid D–F₂, saadi C₁ kategooria bilansiliseks varuks 287 mln t. ja bilansiväliseks varuks (Lahemaa Rahvusparki territoorium ja leiukoha nõrgemini uuritud perifeerne osa) C₂ kategoorias 188 mln t. Võrreldes maardla ida- ja keskosaga on siinse põlevkivikihindi A–F₂ paksus väiksem ja põlevkivi kvaliteet (kütteväärtus, õlisaagis) madalam. Kihindi alumine osa (kihid A–C), mille paksus maardla keskosas on alla 1,4 m (ligi pool kogu kihindi paksusest) on antud kaardilehe piiresse jääval alal vaid 0,2–0,3 m ja sellegi kütteväärtus äärmiselt madal. Aastail 1995–1997 hinnati Viru põlevkivimaardla varu ümber (Kattai ja Lokk, 1995). Kiht F₂ tingituna madalast kütteväärtusest (<950 kcal/kg ehk <4 MJ/kg), arvati tootsast kihindist välja. Selle tulemusel suurenes kihindi keskmine kütteväärtus küll kuni 2500 kcal/kg ehk 9,5 MJ/kg, kuid vähenenud keskmise paksuse (<1,2 m) tõttu ei küündinud see siiski konditsioonides fikseerituni (>1,4 m). Seega kaardilehe piires aktiivne põlevkivi varu puudub ja rääkida saab üksnes perspektiivalast.

FOSFORIIT. Kaardilehe piiresse jääv fosforiidilasund on esindatud Pakerordi lademe Kallavere kihistu lukuta brahhiopoodide (nn ooboluste) fosfaatseid (fluor-karbonaat-apatiitseid) karbipoolmeid ja nende purdu (detriiti) sisaldava kvartslivakiviga. Otsingud (Palo jt, 1961; Eskel jt, 1975; Liivrand jt, 1983) näitasid, et fosforiidilasund levib kogu kaardilehe, Põhja-Eesti panga Ordoviitsiumi astangust lõunasse jääval alal. Kallavere kihistu paksus küünib siin mõnest meetrist kuni enam kui 20 meetrini (20,95 m – p.a. M-75). P₂O₅ sisaldus kihistus on muutlik, varieerudes nii vertikaalselt kui pindalaliselt. Madalaim (<1 %) on P₂O₅ sisaldus lasundi all- (Ülgase kihistus) ja ülaosas (Kallavere kihistu Orasoja kihistikus).

Kaardilehe Põhja-Eesti pangaga piirnevas osas on välja eraldatud **Tsitre fosforiidimaardla** (Palo, 1961; Viru, 1969). Ühel suuremal ja 4 väiksemal eraldiseisval maa-alal pindalaga 1105,65 ha on maavaraks Kallavere kihistu Maardu kihistiku biodetriitne liivakivi, detriine ooboluskonglomeraat ja ooboluskonglomeraat. Kasulikus kihis paksusega 2,9–5,1 m on kasuliku komponendi P₂O₅ sisaldus 8,27–9,73 % ja kahjuliku komponendi MgO sisaldus 0,01–1,2 %. Lõuna suunas tüsenevaks, kuni 25 m paksuseks katendiks on (ülalt alla): pinnakate, Kesk-Ordoviitsiumi lubjakivid ja dolomiidid, Alam-Ordoviitsiumi glaukoniitliivakivi, kerogeenne argilliit. Maardla äärmine lääneosa jääb kaardilehest välja.

Pärast korduvaid ümberhindamisi on maardla arvel passiivse reservvaruna, mida registrikaardi 0194 järgi oli 2001. a seisuga 3 599 tuh. t. P₂O₅. Prognoosvaruks on hinnanguliselt 14 075 tuh. t. P₂O₅. Kehra piirkonda jääb samanimeline fosforiidi perspektiivala, mille kihi keskmine paksus on siin 2,3 m, P₂O₅ keskmine sisaldus 10,15 %, MgO sisaldus – 0,18 %. Prognoosvaru 38 mln t. P₂O₅. Kattekihi paksus küünib siin aga juba ligi 90 meetrini.

EHITUSLUBJAKIVI. Kaardilehe alal võivad soodsate mäetehniliste tingimuste juures, oma keemilise koostise ja füüsikalise-mehaaniliste omaduste poolest olla kasutatavad maavarana Loobu, Vão ja osaliselt ka Kõrgekalda, Keila ning Rägavere kihistu puhtamad, st madalama savi ja magneesiumi sisaldusega lubjakivide erimid. Ala kaguosas, Rägavere kihistu levialal, on pinnakatte paksus 3–10 m, mis praktiliselt välistab sealse lubjakivi kasutamise maavarana. Teiste perspektiivsete lubjakivide lasundite avamusalal on katendi paksus väiksem (keskmiselt 1 m) ja sellest tulenevalt on ka sealsete karbonaatkivimite maavaraline perspektiivsus kõrgem.

Ehituskultuuriks kõlbulike lubjakivide otsingutel puuriti 1978. aastal (Mõttus, 1978) ala lääneosas rida puurauke ning uuriti sealsete lubjakivide keemilist koostist ja nende füüsikalise-mehaanilisi omadusi. Keskmised näitajad on toodud alljärgnevas tabelis:

Tabel 2. Lubjakivide füüsikalis-mehaanilised omadused.

Table 2. Mechanical-physical properties of limestones.

| Näitaja | Väo kihistu | Aseri + Loobu kihistu |
|-----------------------------|-------------|-----------------------|
| Lahustumatu jääk, % | 6.7 | 8.8 |
| Dolomiit, % | 10.9 | 13.0 |
| Kaltsiit, % | 76.2 | 74.0 |
| Killustiku survetugevus | "800" | "800" |
| Killustiku kulumus trumlis | "I-I" | "I-I" |
| Killustiku külmakindlus | "Külm 25" | "Külm15" |
| Plaatjad ja nõeljad osad, % | <16.5 | <16.5 |
| Killustiku veeimavus, % | 1.4 | 1.8 |

Nende näitajate alusel tunnistati killustiku tootmiseks kõlblikuks vaid Väo kihistu lubjakivi, kuna Loobu kihistu puhul oli takistuseks kivimite väike külmakindlus. Varasemad uuringud (Kasemets jt, 1958) on näidanud, et piiratud ulatuses võiks olla kasutatavad ehituskivina ka ala lõunaosas levivad Keila kihistu Pääsküla kihistiku mikrokristalsed lubjakivid. Sellest lähtuvalt ongi viimaste avamusalal Lilli küla lähistel, soodsate mäetehniliste tingimustega piirkonnas, perspektiival välja eraldatud. Võimaliku nõudluse tekkides Kehra piirkonnas tahakski perspektiivalana soovitada eelpoolmainitud Lilli piirkonda.

SINISAVI. Kambriumi Lontova ja Lükati kihistu savid ehk nn sinisavid on kõlblikud telliste, sh nii fassaadi- kui lihttelliste, katusekivide ja dreanaazitorude valmistamiseks (Möttus, 1978). Neid kaardilehe piires senini kaevandatud ei ole, kuid vajaduse tekkides ei ole mingeid takistusi nende kaevandamiseks Põhja-Eesti panga jalamil, Tsitre klindisaare ja Muuksi klindineemiku piirkonnas. Kasuliku kihi paksus ulatub neil aladel 30–40 meetrini ja ka kattekiht ei ületa 1–2 meetrit.

DIKTÜONEEMAKILT ehk kerogeenne või graptoliit-argilliit, mis moodustab alal 3–4 m paksuse Türisalu kihistu, ei ole Eestis seni veel maavarana kasutamist leidnud. Diktüoneemakilt kuulub madala kütteväärtusega (<1200 kcal/kg) põlevkivide hulka, milles orgaanika sisaldus on 13–15 %. Paksu ja ühtlase lasundi põlevkivina kasutusele võttu takistab selles leiduv püriit, mis teeb kilda põletamise väga keskkonnaohtlikuks. Diktüoneemakilda vast veelgi suurem perspektiivsus on seotud selles leiduvate haruldaste ja radioaktiivsete elementidega, sellistega nagu uraan, toorium, vanaadium ja molübdeen. Kuigi käesoleval ajal puudub tehnoloogia nende keskkonnaohutuks eraldamiseks, võib tulevik selles osas veel muutusi tuua.

GLAUKONIITLIIVAKIVI esinemine on seotud Billingeni lademe Leetse kihistu Iru kihistikuga. Glaukoniidi (30–70 %) kõrval esineb glaukoniitliivakivis veel kvartsi (>20 %), illiiti (kuni 25 %) ja dolomiiti (5–20 %). Glaukoniit on kasutatav kaaliväetisena, värvipigmentina ja adsorbendina. Arvestades glaukoniitliivakivilasundi suhteliselt väikest paksust alal (põhiliselt <1 m), võib selle kasutamine mõnel eelpoolmainitud eesmärgil kõne alla tulla üksnes kompleksis mõne teise, enam perspektiivse maavaraga.

KOKKUVÕTTEKS võib öelda, et kõnealuse ala aluspõhja maavaraline perspektiivsus on suhteliselt madal ja ainukeseks, lähitulevikus enam-vähem reaalselt perspektiivi omavaks maavaraks on lubjakivi. Kuid siingi on omad takistused: mitmed, mäetehniliselt soodsates tingimustes asuvad perspektiivalad (Tsitre, Muuksi) asuvad kaitsealustel väärtmaastikel, ja nendel, mis seal ei asu, jätavad soovida nii toorme kvaliteet (Lilli perspektiivala) või siis ebarahuldavad mäetehnilised tingimused (paks kattekiht).

2. PINNAKATE

Pinnakatte geoloogiline kaart (joonis 8), sarnaselt teistelegi komplekti kuuluvatele geoloogilistele kaartidele, põhineb suures osas varasematel käsikirjalistel suure- ja keskmisemõõtkavalistel geoloogilistel kaartidel, kusjuures olulisemaks neist on Lahemaa piirkonna geoloogilise kaardistamise juures (Suuroja jt, 1997) tehtu. Lahemaa Rahvusparki piirese jäävate kaartide koostamisel on kasutatud ka Tartu Ülikooli üliõpilaste poolt H. Kingu ja R. Karukäpa juhendamisel aastatel 1979–1989 hangitud andmeid. Kasutatud on ka maavarade (turvas, liiv, kruus, aluspõhjalised maavarad) otsingu- ja uuringutööde (Orru jt, 1981; Veldre, Salo, 1993; Einmann, Gromov, 1974; Palo jt, 1961; Sizova jt, 1956; Filatova jt, 1967; Tšentsov jt, 1968; Viru, Raudsep, 1969; Eskel jt, 1975; Liivrand jt, 1983; Basanets jt, 1983; Basanets jt, 1987) ning melioratiivsete (Einmann, 1979; Metsur, 1980 jt) ja ehitusgeoloogiliste (Einmann, 1975, 1978; Heidemaa, 1985; Smirnova jt, 1974; Tumm, 1982 jpt) uuringute materjale ning puurkaevude andmebaasi “Põhjavesi-puurkaev”. Oma osa ala pinnakatte uurimisse on andnud nii Tallinna Tehnikaülikooli ja Tartu Ülikooli Geoloogia Instituudi spetsialistid (Pärna, 1962; Raukas, 1978; Raukas jt, 1971; Veski, 1998; Linkrus, 1998 jpt) kui ka juba klassikud (Ramsay, 1929; Tammekann, 1940).

Ametlikult kinnitamata suuremõõtkavalise geoloogilise kaardistamise meetodika näeb ette marsruutkaardistamist marsruutide vahega keskmiselt 500 m ning vaatluspunktide vahega maksimaalselt 250 m, st vähemalt 8 vaatluspunkti 1 km² kohta. 625 km² suurusele Eesti baaskaardi lehele jääb üle 6000 vahetult kaardistamise käigus dokumenteeritud vaatluspunkti (kaevise, paljandi vms). Koos ülalmainitud teiste, nii regionaalsete kui detailsemate, spetsiifiliste tööde andmestikuga on pinnakatte kaardi koostamisel kasutatud ligi 10 000 andmepunkti, ehk ligi 15 punkti 1 km² kohta.

Välitöödel kasutati topograafilise alusena 1:25 000 ja/või 1:10 000 mõõtkavalisi nõukogudeaegseid kaarte. Pinnakatte käsikirjaline kaart koostati algselt 1:25 000 mõõtkavas. Kaardil kujutatakse üldistatuna kvaternaarse setete pindalist levikut, kusjuures mõtteliselt on eemaldatud umbes 50 cm paksune pindmine kiht (ligikaudu kahekordne huumushorison), et mullatekkeprotsessid ei segaks setete määramist. Kaardil näitamiseks liiga väikesed alad on kas suurendatud (ühendatud) või välja jäetud. Rannaseteid glatsiofluviaalsetel setetel tavaliselt ei näidata. Erineva vanuse ja tekkega pinnakatte setted eristatakse kaardil värviga, setete koostise muutused aga tingmärkidega.

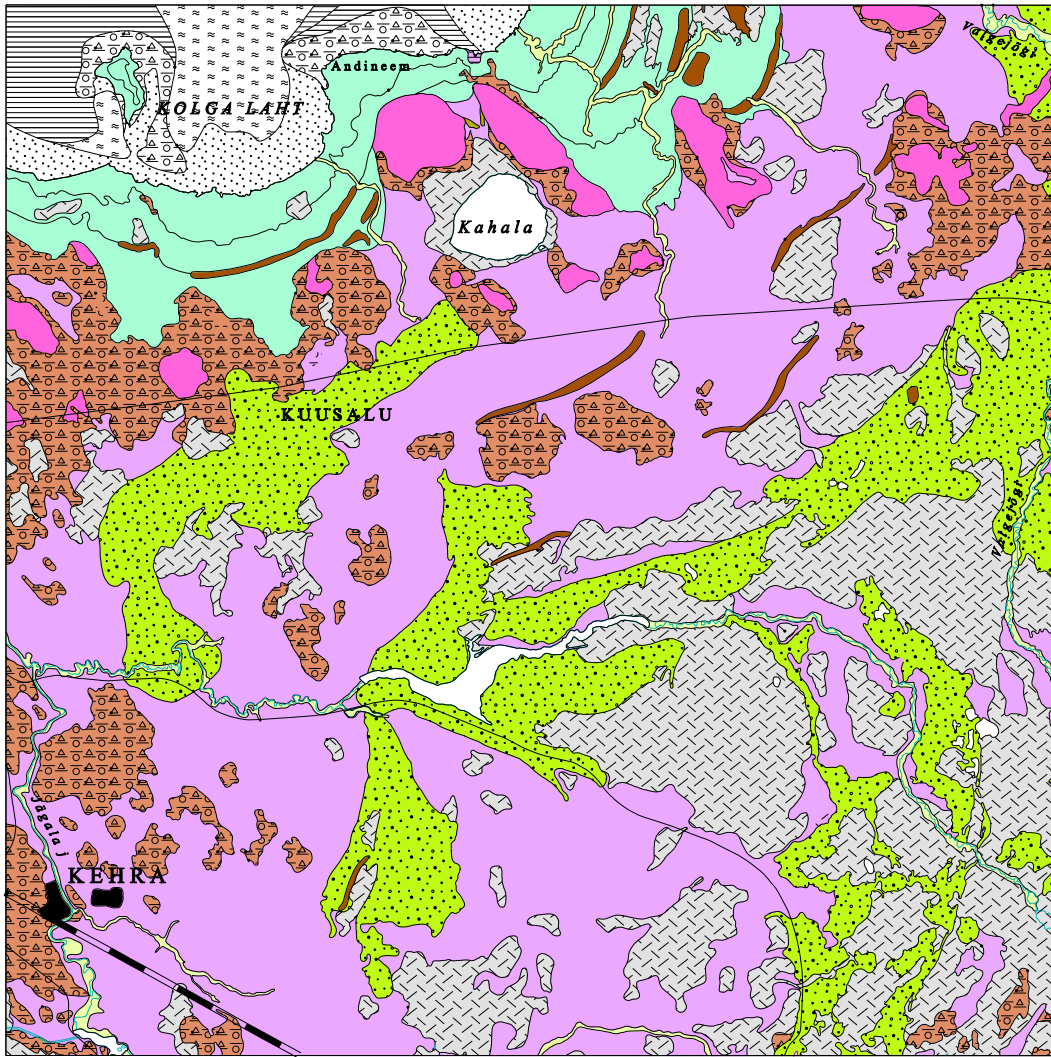
Akvatooriumi pinnakatte geoloogiline kaart on koostatud Eesti Geoloogiakeskuse poolt läbi viidud Soome lahe regionaalsete (1:200 000) geoloogiliste ja geofüüsikaliste uuringute (Talpas jt, 1989, 1994; Malkov jt, 1986) andmeil, kasutades ka TTÜ GI töid (Lutt, Raukas (toim.), 1992; Lepland, 1995). Kuna 1:200 000 mõõtkavalise kaardistamise tulemused ei vasta 1:50 000 kaardi nõuetele, on akvatooriumil kasutatud lihtsustatud legendi.
















Järgneval pinnakatte setete kirjeldamisel on lähtutud eelkõige K. Kajaku (Kajak jt, 1992) poolt koostatud Eesti kvaternaarse setete ja geomorfoloogilise kaardi (mõõtkavas 1:50 000) tugilegendist. Erinevate allikate põhjal koostatud pinnakatte setete stratigraafiline skeem on toodud tabelis 3, Holotseeni (pärastjääaja) täpsem liigestus aga vastavas alapeatükis. Setete vanusest rääkides mõtleme, kui pole teistmoodi mainitud, ¹⁴C aastaid enne 1950 a, mis näiteks Pleistotseeni-Holotseeni piiril on vastavatest kalendriaastatest ligi 1300 aastat väiksem.

2.1. PLEISTOTSEEN

2.1.1. Kesk-Pleistotseen. Ugandi kihistu

Uuritud territooriumil Kesk-Pleistotseeni setteid seni leitud ei ole, kuid nende esinemist võib oodata mattunud orgude (joonis 6) põhjas ning klindilahtedes, alates tasemest 50 kuni 80 m amp ja sügavamal, seega eelkõige akvatooriumil. Nagu naaberkaardilehtedelgi, võib tegu olla nii muutliku paksusega



| | | | | | |
|---|---|---|--|---|---------------------------------------|
|  | Tehnogeensed setted <i>Technogenous deposits</i> |  | Jääjärvesetted, liiv <i>Deposits of ice lakes, sand</i> |  | Liiv <i>Sand</i> |
|  | Soosetted <i>Peat deposits</i> |  | Jääjärvesetted, viirsavi, savi, viirsavi <i>Deposits of ice lakes, clay, varved clay</i> |  | Must muda <i>Black mud</i> |
|  | Jõesetted <i>Alluvial deposits</i> |  | Glatsiofluviaalsed setted <i>Glaciofluvial deposits</i> |  | Savi <i>Clay</i> |
|  | Tuulesetted <i>Aeolian deposits</i> |  | Moreen <i>Till</i> |  | Viirsavi <i>Varved clay</i> |
|  | Balti mere setted (mIVm, mIVlt, IIVan) <i>Deposits of Baltic Sea (mIVm, mIVlt, IIVan)</i> |  | Aluspõhja kivimid <i>Pre-Quaternary rocks</i> |  | Moreen <i>Till</i> |

Joonis 8. Pinnakatte skemaatiline kaart.

Figure 8. Schematic map of the Quaternary deposits.

liivsavimoreeni, kuni 40 m paksuste liustikujõealiste liivade-kruusade kui ka mõne meetri paksuse jääjärvelise saviga.

2.1.2. Ülem-Pleistotseen

Prangli kihistu. Ugandi kihistu sarnaselt ei ole ka Eemi (Mikulini) jäävaheajale, mil kliima oli tänapäevasestki soojem, vastavaid Prangli kihistu merelisi setteid (m_{IIIpr}) uuritud alal seni leitud, küll aga võib neid mõne meetri paksuse lasundina esineda tasemel 40–50 m amp, ehk mattunud orgude ülemistes osades, kui liustiku vooluvete erosioonibaas ei ole madalamale ulatunud. Tavaliselt on Prangli kihistu setted tume- kuni rohekashallid ja sitked, vivianiiti ning taime- ja karbijäänuseid sisaldavad, liivakamate vahekihtidega savid. Ala põhjaservas on need setted ilmselt madalaveelisemad ning liivakamad-möllikamad. Välistada ei saa ka samaealisi, maismaalise tekkega setteid.

Tabel 3. Pinnakatte setete stratigraafiline skeem (Kajak jt, 1992; Raukas, Kajak, 1995; Liivrand, 1991; Donner, 1995).

Table 3. Stratigraphy of the Quaternary deposits (Kajak et al., 1992; Raukas, Kajak, 1995; Liivrand, 1991; Donner, 1995).

| Ladestik, Ladejärk | Eesti | | | Lääne-Euroopa | | Al. piiri vanus, tuh. a. |
|-----------------------|---------|-------------|----------|---------------|-------|--------------------------------|
| | Kihistu | Alamkihistu | Kihistik | Lade | | |
| Holotseen | | | | Flandria | | 10 |
| Ülem- Pleistotseen | Järva | Ülem- | | Weichsel | Ülem- | 25 |
| | | Kesk- | | | Kesk- | 74 |
| | | Alam- | Kelnase | | Alam- | 115 |
| | Prangli | | | Eem | | 130 |
| Kesk- Pleistotseen | Ugandi | | | Saale | | |

Järva kihistu. Traditsiooniliselt (Raukas, 1978; Kajak, 1999 jt) on Eestis viimase, Weichseli (Valdai, Würm) jäätumise setteid jagatud kolmeks, peamiselt liustikuliste setetega esindatud Alam- (e. Valgjärve), ja Ülem-Järva (e. Võrtsjärve) alamkihistuks, mida eraldab interstadiaalse iseloomuga Kesk-Järva (e. Savala) alamkihistu. Seejuures Alam-Järva alamkihistu alumises osas, Eemi jäävaheaja ning Valgjärve glatsiaalsete setete vahel eristatakse pindalaliselt vähelevinud Kelnase periglatsiaalseid setteid.

Viimase aja uuringud (Donner, 1995 jt), ja seda nii Skandinaavias kui Eestis, on seadnud sellise liigestuse kahtluse alla ning on põhjust arvata (Lunkka jt, 2001), et Soome lõuna- ja lääneosa oli kogu Vara-Weichselis jäävaba. See tähendab, et liustik Eestisse ei tunginud ning nn Valgjärve moreenid on hoopis nooremad. Sisuliselt peaks kogu Alam-Weichselile Põhja-Eestis vastama Kelnase kihistik (alamkihistu?). Uus jahenemine ja liustiku pealetung toimus hoopis Kesk-Weichselis (Liivrand, 1991), ehkki mammutijäänused tõendavad ulatuslike jäävabade alade olemasolu kogu Fennoskandias (Lõugas, 2001; Ukkonen jt, 1999) ka sel ajal. Et tekkinud vastuolu vanade ja uute vaadete vahel mitte võimendada, on esialgu loobutud kohanimeliste kohalike litostratigraafiliste üksuste kasutamisest. Säilinud on vaid Kelnase kihistik, mille positsioon mõlemas stratigraafilises skeemis on sarnane.

Alam-Järva alamkihistu. Kelnase kihistikku ($Q_{IIIpr,kl}$) kuuluvad viimase jäävaheaja järel ja viimase jäätumise eel moodustunud kontinentaalsed setted. Need, peamiselt järvelise tekkega möllid ja

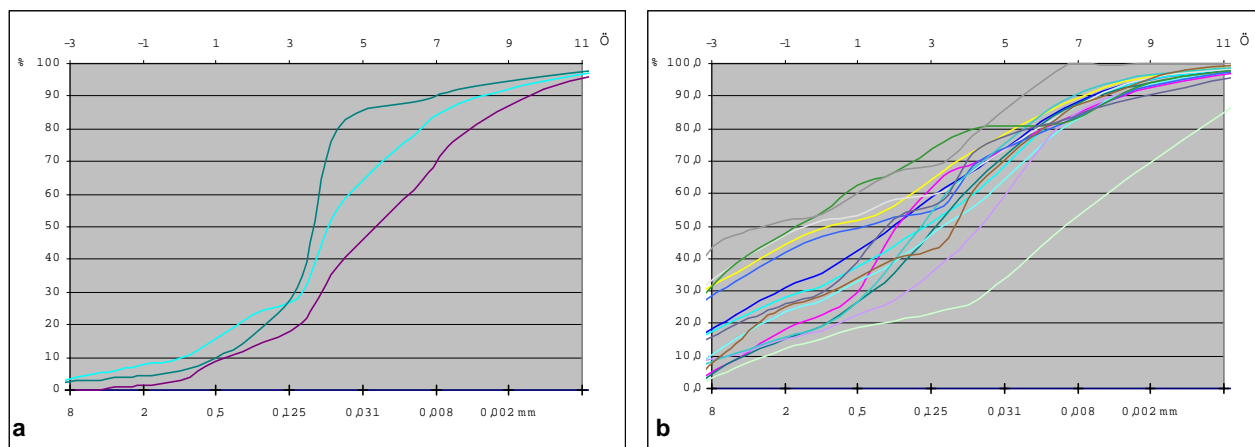
liivad, harvem (viir)avid, levivad õhukeste (2–3 m) läätseliste kihtidena klindilahtedes ja mattunud orgudes 40 m amp tasemest sügavamal.

Kesk-Järva alamkihistu. Et seni pole Põhja-Eestis Kesk-Weichseli ealiste setete esinemist tõestatud, loetakse käesolevas töös ka võimalikud Kesk-Järva glatsiaalsed setted tinglikult Ülem-Järva alamkihistikku.

Ülem-Järva alamkihistu. Ülem-Järva alamkihistusse loeme kõik viimase, maksimaalse jäätumisega seotud setted. Alamkihistu on esindatud liustikuliste, liustikujõeliste ning jääjärveliste setetega, mille paksus võib muutuda nullist paepealsetel kuni 70 ja enama meetrini klindiesise ala mattunud orgudes. Jagada neid kaheks kompleksiks, nagu tihti tehtud, uuritava alal ei õnnestunud, kuna selleks puuduvad nii korrektsed litoloogilised kui palünoloogilised kriteeriumid. Kui naabruses asuval Prangli kaardilehel on eristatud 4–5 jääjärveliste setetega vahelduvat moreenikihti (Ploom jt, 2001), levib siin enamasti vaid üks selgelt väljendunud moreenilasund. Ka mandrijää nn Palivere pealetung ulatus autori arvates (vt Suuroja jt, 2002) maksimaalselt vaid Pedassaareni ala äärmises loodenurgas.

Kui vanuse järgi on viimase jäätumise **moreene** (g_{mjr_3}) raske liigestada, siis pindalalise leviku ning sellest tingitud lähtekivimite litoloogilis-mineraloogiliste iseärasuste tõttu eristuvad teravalt klindiesise e. rannikumadaliku ja Põhja-Eesti paeplatoo moreenid.

Klindiesise, viimase jäätumise **moreeni** (g_{mjr_3}) paksus jääb enamasti alla 10 m, kuid võib klindilahtedes ja akvatooriumil ulatuda 80 meetrini. Samas on klindilahtedesse suubuvates mattunud orgudes, vähemalt nende klindilähedastes osades, moreen tavaliselt liustikujõgede poolt kulutatud ja/või esineb ainult õhukeste vahekihtidena. Klindiesine moreen paljandub vähe ja on tihti kaetud nooremate, mereliste setetega. Moreeni eripära on seotud valdava osa settematerjali päritoluga Kambriumi ja Vendi sette kivimite avamusalalt, kus karbonaatkivimid puuduvad. Moreen on sinakas- või rohekashall, küllalt savikas ning samas üsna väikese jäme purdse materjali sisaldusega (joonis 9). Kõige iseloomulik on

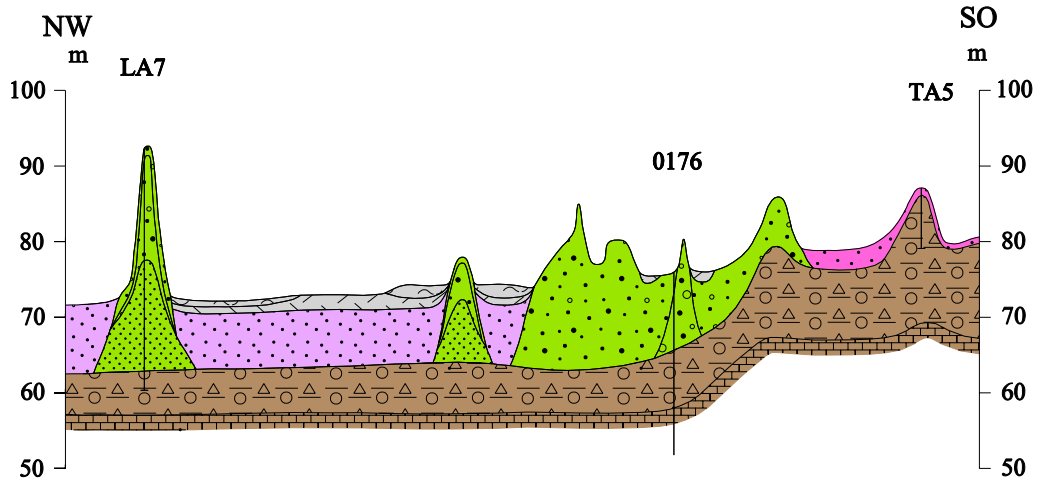


Joonis 9. Klindiesise ala (a) ja Põhja-Eesti paeplatoo (b) moreenide iseloomulikud lõimisekõverad.

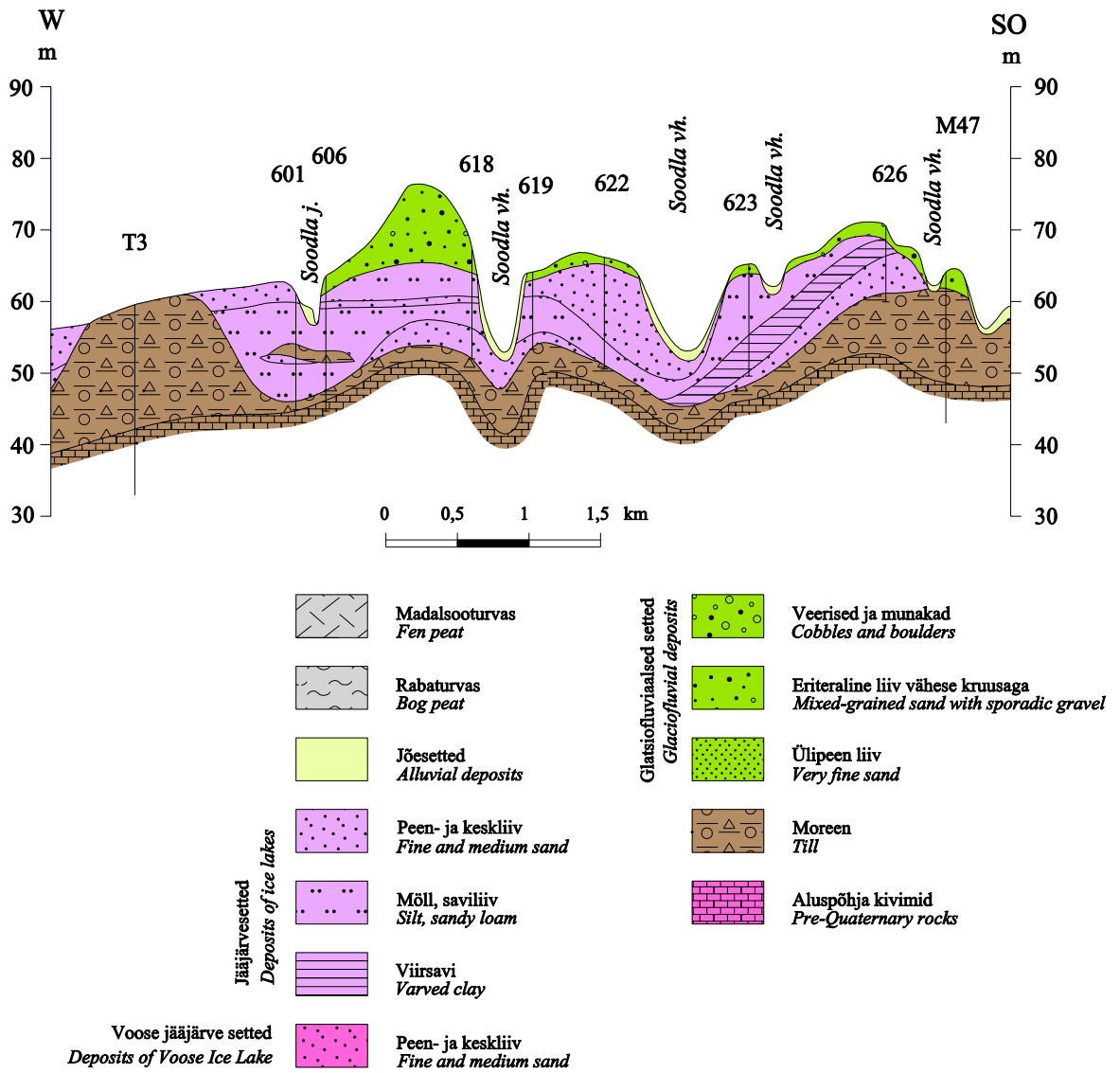
Figure 9. Characteristic grain-size distribution of tills in the Fore-Klint area (a) and on North-Estonian limestone plateau (b).

selle moreeni kivimiline koostis, kus kristalset materjali on tavaliselt üle 70–95%, seejuures happelisi kivimeid on 70–90%. Vähesel määral esineb suhteliselt pehmeid aleuroliite ja liivakive, veelgi harvem savisid. Karbonaatkivimite leidumine on pigem erand kui reegel. Moreenis sisalduva ülipeenliiva kerge fraktsiooni ($<2,89 \text{ g/cm}^3$) mineraalses koostises torkab silma kvartsi valdamine (65–85%), päevakive on 8–30%, biotiiti, glaukoniiti ja karbonaate esineb vaid vähese lisandina.

Raske fraktsiooni mineraalidest ($>2,89 \text{ g/cm}^3$, kokku 2–4%) valdavad amfiboolid (25–60%) ja granaadid (17–30%). Pürokseenide (10–15%) ja ilmeniidi/magnetiidi (5–11%) sisaldus püsib tavaliselt



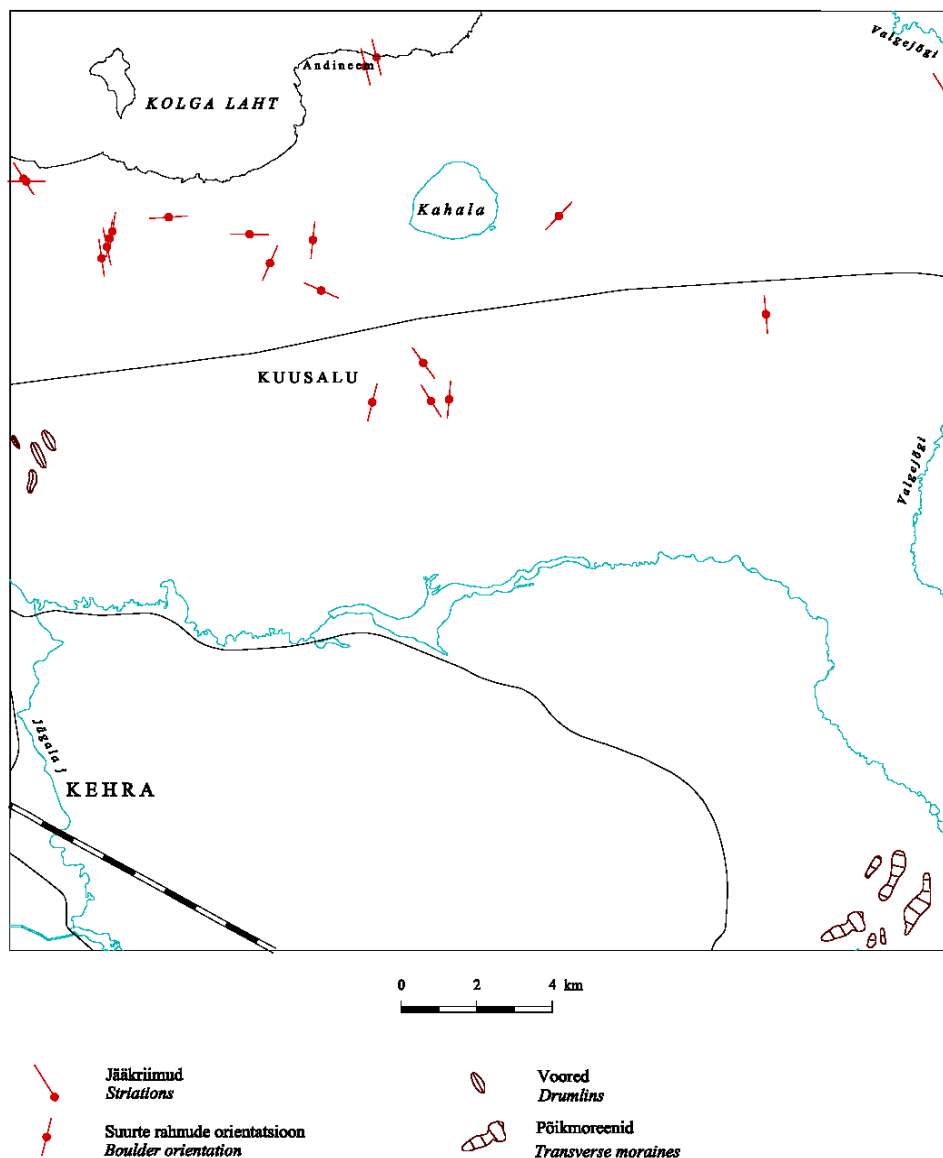
Joonis 10. Aegviidu-Paukjärve oosid ja mõhnad Kullijärve-Sillaotsa vahel.
 Figure 10. Eskers in Aegviidu-Paukjärve area and kames between Kullijärve and Sillaotsa.



Joonis 11. Raudoja-Kemba servamoodustised Raudoja juures.
 Figure 11. Raudoja-Kemba ice-marginal formations at Raudoja
 (excerpt from cross-section C-D).

ühtlane, kuid suurtes piirides võib muutuda püriidi (0,2–20%) ja limoniidi/hematiidi (0,2–15%) sisaldus. Lisandina esineb sageli apatiiti (1–8%), epidooti, biotiiti ja tsirkooni.

Eeltoodud iseloomustusest erineb kardinaalselt Põhja-Eesti paeplatoe ehk **Ordoviitsiumi platoo moreen** ($g_{III}r_3$), enamasti kollakas- kuni beežikashall, aeratsioonivööst sügavamal ka hall, jämepurrurikas, tugevalt karbonaatne rähkne saviliiv (foto 10). Loopealsete moreenis peenes peaaegu puudub ning ümardumata karbonaatkivimite tükid moodustavad siin lokaal- ehk rähkmoreeni. Seal, kus moreenikiht paksem, võib alumisel, rähaserikkamal moreenil lasuda tunduvalt vähem jämepurdu, enamasti ka kristalliinset, sisaldav ülemine moreen (joonis 9). Geneetiliselt on rähkmoreeni puhul ilmselt tegu liustiku poolt vaid veidi nihutatud põhjmoreeniga, aga oma osa karbonaatkivimite kõrgendatud sisalduses on kindlasti ka aluspõhja pealispinna murenemis- ja karstumisprotsessidel. Ülemise moreeni puhul on ilmselt tegu liustiku sisemoreeniga, mis levib ala lõunaosas mõnemeetrise kihina karbonaatse põhjmoreeni peal või läätседena jääjärvelistes setetes. Moreeni kogupaksus on levila põhjaosas tavaliselt alla 5 meetri, suurenedes 10 meetrini kagus, liustikule märgatavat takistust kujutanud Pandivere kõrgustiku nõlva ees. Siin võib nn põikmoreeni vallides moreeni paksus küündida ligi 20 meetrini (joonised 10 ja 11).



Joonis 12. Liustiku liikumissuuna indikaatorid.

Figure 12. Ice flow indicators.



Foto 10. Moreentasandik Mustametsa külas. K. Ploomi foto.
Photo 10. Moraine plain in Mustametsa Village.



Foto 11. Rabakivist koosnev Kupu hiidrahn on kaardilehel suurimaks. K. Ploomi foto.
Photo 11. Kupu gigantic erratic boulder, which consists of rapakivi, is the biggest on the mapping area.



Foto 12. Valgejõe delta horisontaalkihilised glatsiofluviaalsed setted Tallinna–Narva maantee ääres. K. Ploomi foto.

Photo 12. Horizontally bedded glaciofluvial deposits in the delta of Valgejõgi River at Tallinn–Narva Road.



Foto 13. Glatsiofluviaalsed peenpõimkihilised kruusakad liivad Kuusalu karjääris. K. Ploomi foto.

Photo 13. Cross-bedded glaciofluvial gravelly sand in Kuusalu gravel pit.



Foto 14. Glatsiofluviaalse delta kontaktnõlv Kembas. K. Ploomi foto.
Photo 14. Proximal slope of the glaciofluvial delta near Kemba Village.



Foto 15. Mähuste oosi (tagaplaanil) juures on Raudoja–Kemba glatsiofluviaalsed servamoodustised madalad. K. Ploomi foto.
Photo 15. Raudoja–Kemba marginal glaciofluvial ridges are low near Mähuste esker (on the background).



Foto 16. Aegviidu–Paukjärve oosistik Jussi järvede kohal. K. Suuroja foto.
Photo 16. Aegviidu–Paukjärve Eskers near Jussi Lakes.



Foto 17. Paukjärve oos. K. Suuroja foto.
Photo 17. Paukjärv Esker.

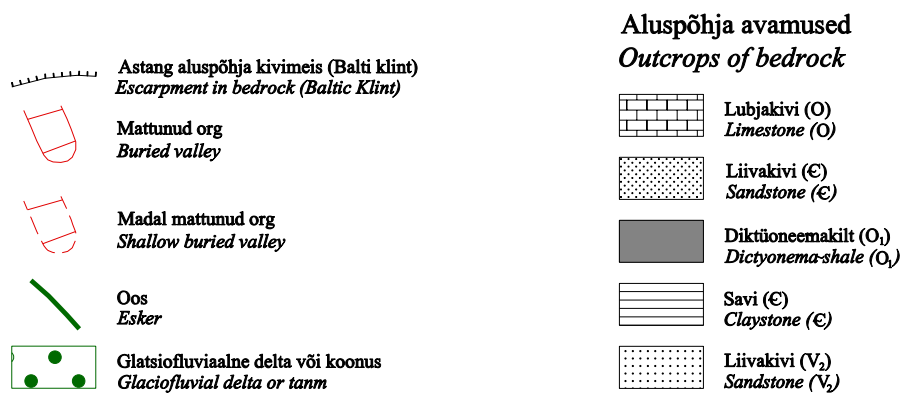
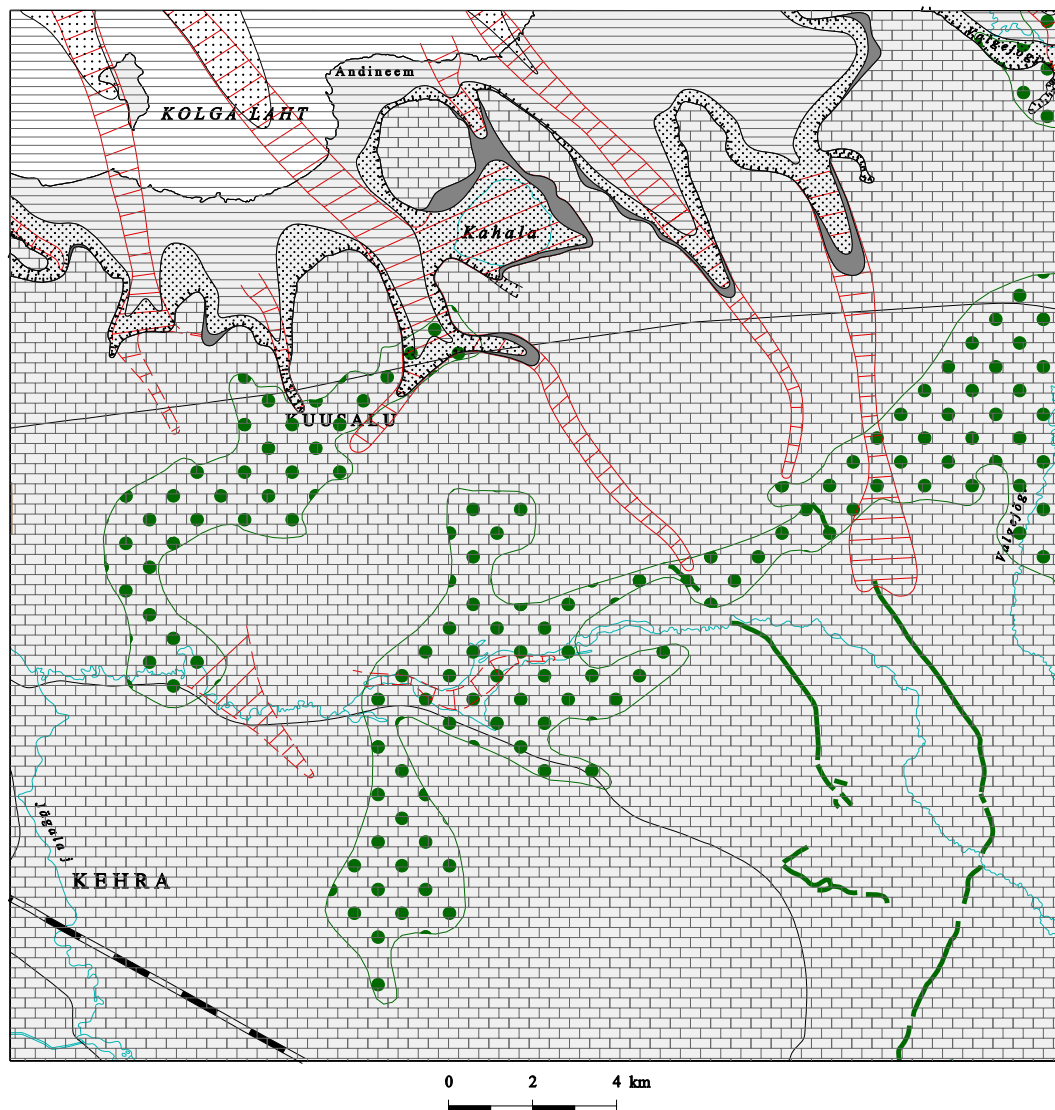


Foto 18. Kanarbikunõmm Jussi–Paukjärve mõhnastikus. K. Suuroja foto.
Photo 18. The heath in Jussi–Paukjärve Kame Field.

Ordoviitsiumi platoo moreeni pisiliiva kerges ($<2,89 \text{ g/cm}^3$) fraktsioonis valdab tavaliselt kvarts, kuid tema sisaldus kõigub suurtes piirides (40–80%), olles võrreldav karbonaatide sisaldusega (10–50%). Päevakive on 6–17%, biotiit võib ka puududa, aga tavaliselt on teda protsendi ümber. Raske ($>2,89 \text{ g/cm}^3$) fraktsiooni sisaldus on 1–2%. Mineraalidest valdavad, nagu klindiesises moreeniski, amfiboolid ja granaadid, kuid nende sisaldus on mõnevõrra väiksem, vastavalt 20–45% ja 5–30%. Pürokseeni on 4–15%, ilmeniiti/magnetiiti 1–16%. Veelgi suuremates piirides võib muutuda püriidi (0–75%), biotiidi (0–40%) ja limoniidi/hematiidi (1–17%) sisaldus.

Liustikuliste setetega on seotud ka **rändrahnud**, mis uuritava alal on kontsentreerunud klindi ette, aga ka kuni 5 km laiusele ribale Ordoviitsiumi platoo serval. Rahnudest suurim on Kupu pegmatiitne hiidrahn (foto 11), mis oma mõõtmetelt (pikkus 12,5 m, laius 8,7 m, kõrgus 5,8 m, ümbermõõt 33,2 m ja maht 232 m^3) jääb Eesti esikahekümne piirile. Kogu kaardilehe piires fikseeritud 28 suurest rahnust on 16 rabakivid, 8 erinevad graniidid ja vaid 4 gneisid. Rahnude pikitelje orientatsioon võimaldab teatud määral hinnata mandriliustiku liikumissuunda (joonis 12). Arvestades, et jänepurdmaterjal võib omandada nii jää liikumissuunalise kui sellega ristuva asendi, eristuvad piklike rahnude orientatsioonis selgelt kaks suunda, lõunasse (keskmiselt 181°) ja kagusse (139°). Valdav (70 %) lõunasuund iseloomustab ilmselt jää hilisemat, vägagi tõenäoliselt juba taanduva liustiku liikumise suunda.

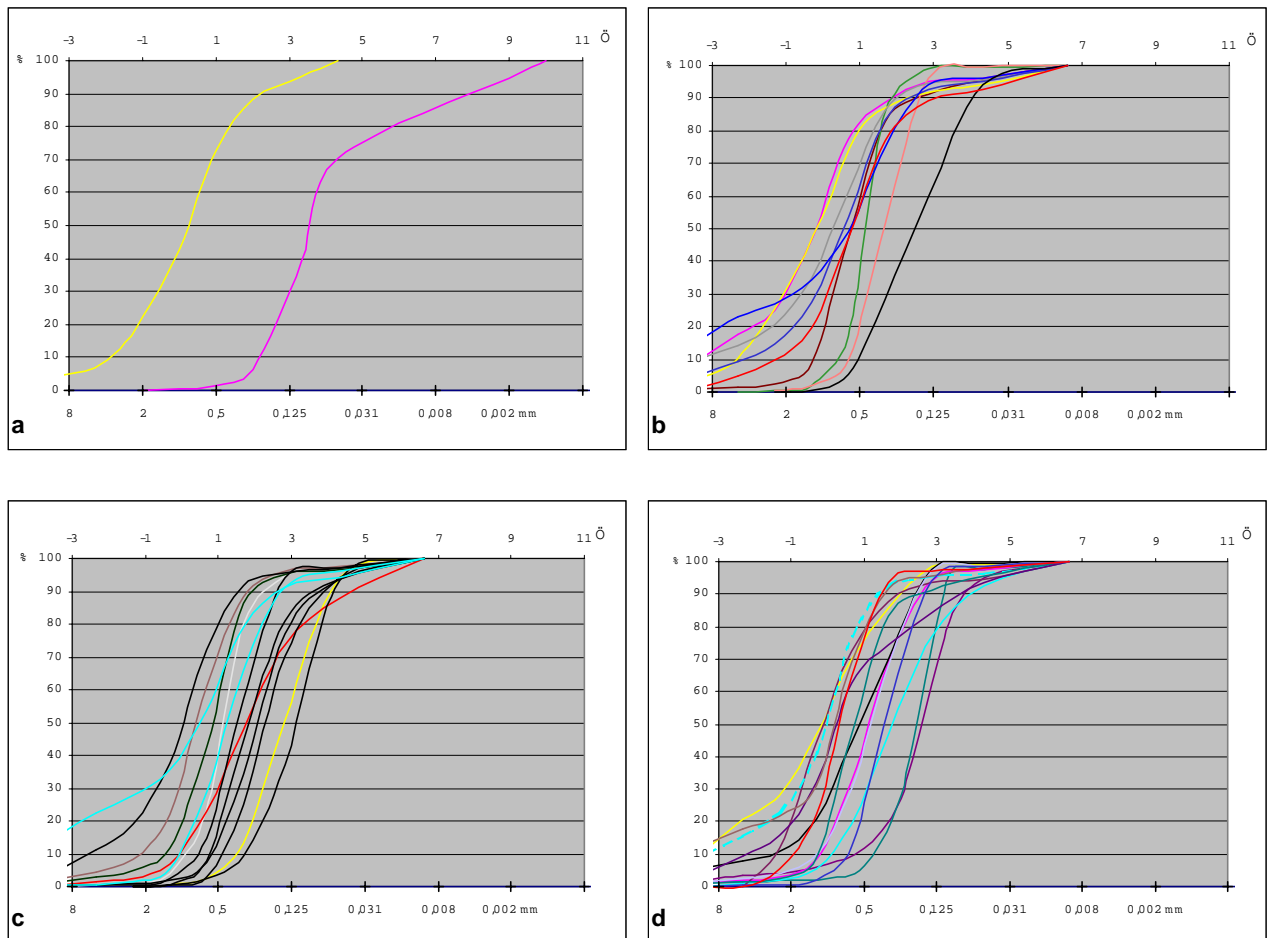
Glatsiofluviaalsed ehk liustikujõelised setted ($f_{III}r_3$) on alal laialt levinud, muutliku koostisega ja küllaltki hästi säilinud. Samas (ja seetõttu) on glatsiofluviaalsete setete head paljandid haruldased ning andmed setete kohta pärinevad eelkõige puuraukudest. Klindiesisel alal levivad liustikujõelised kruusliivad ja liivad mattunud orgudes, kujutades endast liustikualuste suure rõhuga vooluvete poolt aluspõhja, enamasti Kambriumi ja Vendi pehmematesse setenditesse ja/või moreeni lõikunud nn tunnelorgude täidet. Ehkki Põhja-Eesti mattunud orge peetakse enamasti (Možajev, 1973) Paleogeenist alates tänapäevase Soome lahe piirkonnas kujunema hakanud suurde erosioonilisse vormi (merre) suubunud jõgede voolusängideks, võib vähemalt osa neist kujutada endast põhja suunas järsult lõppevaid subglatsiaalseid isoleeritud vagumusi või lohku ridu. Sellised on näiteks Kiiu ja Kuusalu tunnelorud. See muudugi ei tähenda, et subglatsiaalsed vooluveed ei kasutanud ära varem kujunenud orge, nagu näiteks Hirvli (Sõitme), kus glatsiofluviaalse orutäite paksus võib olla üle 40 m. Lõunasse voolanud liustikualused veed kujundasid tunnelite lõppedes (milles oma osa mängis Ordoviitsiumi lubjakivide suurem vastupidavus erosioonile) liustikuserva ette voolukuhikute ahelaid nagu Kiius, Kuusalus (foto 13), Raudojal ja Pedassaarel, deltasid nagu Kembas ja Valgejõel (fotod 12, 14, 15) või hoopis jätkusid juba liustikusiseste radiaallõhedena, jättes maha oose nagu Mähustes, Koitjärve–Kulli–Kullijärvel, Pühamäel, Paukjärve–Sillaotsal (fotod 15–17). Mainitud ooside ja tunnelorgude seos (joonis 13) näitab ilmekalt, et tegu ei ole marginaalsete oosidega, nagu varem arvatud (Raukas jt, 1971), vaid hoopis liustikuservaga ligikaudu risti kujunenud radiaalsete oosidega. Liustikuservaga paralleelselt, peamiselt surnud jääs, kujunesid hoopis Aegviidu servamoodustistele iseloomulikud lavad ja mõhnastikud (Ojamäe–Laudisalu–Sillaotsa, Laane–Kulli–Jussi; foto 18) ja vaid üksikud väiksemad marginaalsed oosid. Glatsiofluviaalsete setete seosele tunnelorgude kaudu Ordoviitsiumi platoost põhja pool asetseva settematerjali lähtealaga viitab ka nende litoloogiline koostis. Nii Kiiu kui Kemba deltatsetetes, aga ka Pühamäe radiaalses oosis karbonaatne jänepurd puudub, või seda on $<5\%$. Samas esineb aga diktüoneemakilda ning Kambriumi liivakivi kruusa. Mõnedes radiaalsetes oosides (Raukas jt, 1971) võib kohaliku karbonaatse materjali sisaldus tõusta küll 60–70 protsendini, aga ka see on väiksem kui Põhja-Eesti platoo oosides tavaliselt. Nii nagu liustikujõelised setted võivad kujuda väga erinevates ja muutlikes tingimustes, on väga muutlik, ja seda isegi ühe pinnavormi piires, nende koostis ja ehitus (joonised 10 ja 11). Lõimisediagrammidelt (joonis 14) nähtub, et ehkki halvasti sorteeritud, on nendes setetes liivast peenemaid fraktsioone tavaliselt alla 10%, erandiks ainult mõned lavade ja mõhnade liivad. Ka setete lõimise mediaan on küllalt ühetaoline, 0,125 ja 1 mm vahel. Siinkohal tuleb ainult arvestada, et



Joonis 13. Ooside ja glatsiofluviaalsete deltade seos aluspõhja struktuuridega.

Figure 13. The relation of eskers and glaciofluvial deltas with structures of bedrock.

paljandite puudumisel ei ole oosides küllalt ulatuslikult levivaid kruusakas-veeriselisi kihte analüüsitud. Tavapärasest erinevalt moodustavad tihti Aegviidu–Paukjärve ooside tuuma peeneteralised, mitte jäme-
pursed setted. Lasudes enamasti moreenil, võivad liustiku vooluvete liivad moodustada jääjärveliste



Joonis 14. Glatsiofluviaalsete setete lõimiseid tunnelorgudest (a), radiaalsetest oosidest (b), marginaalsetest lavadest ja mõhnadest (c) ning glatsiofluviaalsetest deltadest (d).

Figure 14. Characteristic grain-size distribution of glaciofluvial deposits from tunnel valleys (a), radial eskers (b), marginal plateaus and kames (c) and glaciofluvial deltas (d).

setete, harvem moreeniga vahelduvaid mitmekorruselisi komplekse, tähistades nii liustiku serva lühiajalisi taandumisi ja pealetunge. Setete suurim paksus positiivsetes glatsiofluviaalsetes pinnavormides ulatub 30 meetrini, ja seda nii Kemba deltas kui mitmel pool Aegviidu–Paukjärve oosides-mõhnades.

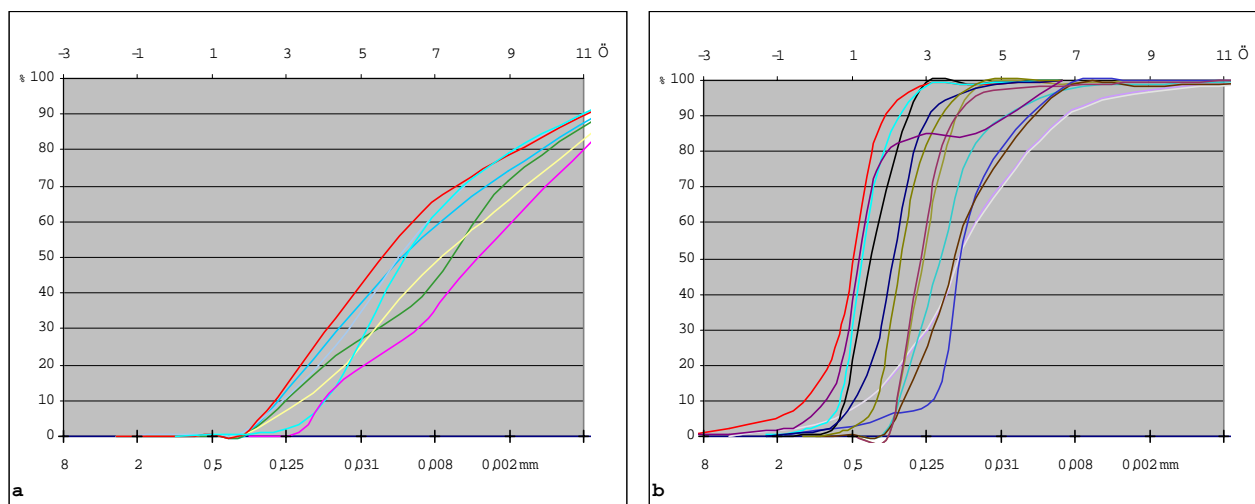
Jääjärvelised (glatsiolakustrilised või limnoglatsiaalsed) **setted**. Eestis puudub senini üldtunnustatud arusaam jääjärvede arengust taanduva liustikuserva ees. Lääne-Euroopas peetakse (Björck, 1995) Balti jääjärve alguseks juba 12 600 või isegi 13 000 a.t, mil tänapäevase Balti mere lõunaosa lahtedes hakkasid settima viirsavid. Eestis loetakse Balti jääjärve alguseks tavaliselt ühtse veekogu teket Pandivere kõrgustiku ees ligikaudu 12 000 aastat tagasi (Raukas, Hyvärinen (toim.), 1992). Samas kirjeldatakse kohalike jääjärvedena kõiki E. Pärna (1962) poolt eristatud nn A-grupi veekogusid ja nende seas ka nii Voose kui Kemba jääjärve, mis tekkisid enne oletatavat (Björck, 1995; Donner, 1995) jääjärve taseme esimest järsemat langust ligi 11 300 a.t ning veetaseme uut tõusu B-taseme(te)ni liustikuserva peatudes Lõuna-Soomes Salpausselkä joonel. Viimase aja uuringud (Fyfe, 1991; Donner,

1992) pole selliseid suuri veetaseme kõikumisi siiski kinnitanud ning pigem võib Balti jääjärvest rääkida kui 12 000 a.t alanud, enam-vähem ühtlaselt alaneva tasemega veekogust. Selle lähenemise järgi kuulub nn **Voose jääjärv** ($lg_{III}r_3$) kohalike järvede hulka, Kembra jääjärv aga kujutab endast **Balti jääjärve** ($lg_{III}r_3$) esimest staadiumit Eestis.

Balti jääjärve areng lõppes 10 300 a.t, kui mandriliustiku serva taandumisel Billingeni mäest Kesk-Rootsis põhja poole jääjärve veetase alanes kiiresti ligikaudu 25 m, st maailmamere tasemeni (Björck, 1995). Vaatamata sellele ei ole Balti jääjärve setteid noorematest, Joldia mere setetest, kerge pindalaliselt eristada, kuna väliselt sarnastena ei ole kummagi rannikusedet faunistiliselt iseloomustatud. Kessel, Raukas (1979) ning Raukas (1995) pidasid Joldia mere kõrgeimaks tasemeks Tallinna (Sõjamäe) ümbruses 40 m ümp, Veski (1998) ligi 45 m ümp ning Heinsalu (2001) 50 m ümp. Üldmainitud probleemidest lähtuvalt ei ole käesolevas töös Balti jääjärve ja Joldia mere setteid kaardipildis eristatud.

Vanima, **Voose jääjärve** ($lg_{III}r_3$) setted levivad ala äärmises kaguosas tavaliselt tasemel 74 m ümp. Mitte väga konkreetsetelt piiritletav, suuremate või väiksemate surnud jää pangastega liustikuserv asetseb sel ajal Aegviidu–Paukjärve oosistiku lõunaosas, jättes endast maha marginaalsete glatsiofluviaalsete mõhnade ja lavade kaared. Viimaste kohati hästijälgitavad tasased laed kõrgustel 85–86 m ümp märgivadki (Pärna, 1962) osaliselt liustikuserva lõhedesse tunginud Voose jääjärve kõrgeimat taset. Liustikuserva lähedased jääjärvelised liivad lasuvad õhukese, paari meetri paksuse kihina moreenil ning katavad ooside-mõhnade jalameid. Viimaseid omakorda katab enamasti turvas.

Liigestamata Balti jääjärve ning Joldiamere setted ($lg_{III}r_3$) hõlmavad alal enamuse pinnakatte avamustest. Setted on väga erilmelised, koosnedes liustikuesistest, sügavaveelistest, madalaveelistest ja ranniku setetest. Liustikuserva lähedal võib täheldada selle ajutistest pealetungidest-taandumistest põhjustatud setete rütmilist vaheldumist, kus jääjärvelised setted lasuvad nii glatsiofluviaalsete deltatsetete all kui vahel (joonised 10 ja 11).



Joonis 15. Balti jääjärve savide ja savikate möllide (a) ning liivade (b) iseloomulikum löimisekõverad.

Figure 15. Characteristic grain-size distribution of clays and silts (a) and sands (b) of the Baltic Ice Lake

Jääjärve setete terasuuruse muutlikkusest annab ülevaate joonis 15. Peenemate setete puhul esineb segasetteid (traditsiooniliselt saviliivaks või liivsaviks nimetatud), milles ükski fraktsioon ei valda. Üheks põhjuseks on siin kindlasti ka sügavamaveelistele glatsiolakustrilistele setetele tüüpiline varvilisus – liivakas-möllikate suve- ja savikate talvekihtide vaheldumine. Selline, nn viirkihilisus, on eelkõige

iseloomulik klindiesise ala savidele. Jääjärveliste setete mineraalsele koostisele on iseloomulik amfiboolide ja granaatide kõrge sisaldus raskes fraktsioonis ja karbonaatkivimite puudumine jämedamates fraktsioonides, kusjuures viimastega on rikastunud savid ja möllid. Jääjärveliste setete suurimad paksused on seotud klindilahtede ja orgudega (kuni 35 m Pudasoo orus) ning liustiku servamoodustistega (kuni 15–20 m). Suuri paksusi võib eeldada ka Aegviidu–Paukjärve ooside ja mõhnade vahelistes nõgudes.

2.2. HOLOTSEEN

Holotseeni (pärestjääaegsed) setted on alal esindatud Joldiamere (mIVy), Antsülsjärve (IIVan), Litoriinamere (mIVlt), Limneamere (mIVlm) ning nendega samaaegsete tuule- (vIV), järve- (IIV), jõe- (aIV) ja soosetetega (bIV). Mereseteteks on liiv, kruus-veeristik, möll ja savi ning kontinentaalseiks – kruus-veeristik, liiv, turvas ja järvemuda. Ehkki teaduslikus kirjanduses kasutatakse Holotseeni iseloomustamisel järjest enam kalendriaastaid, on senini ametlikult käibes ka kronotsooniline liigestus (tabel 4).

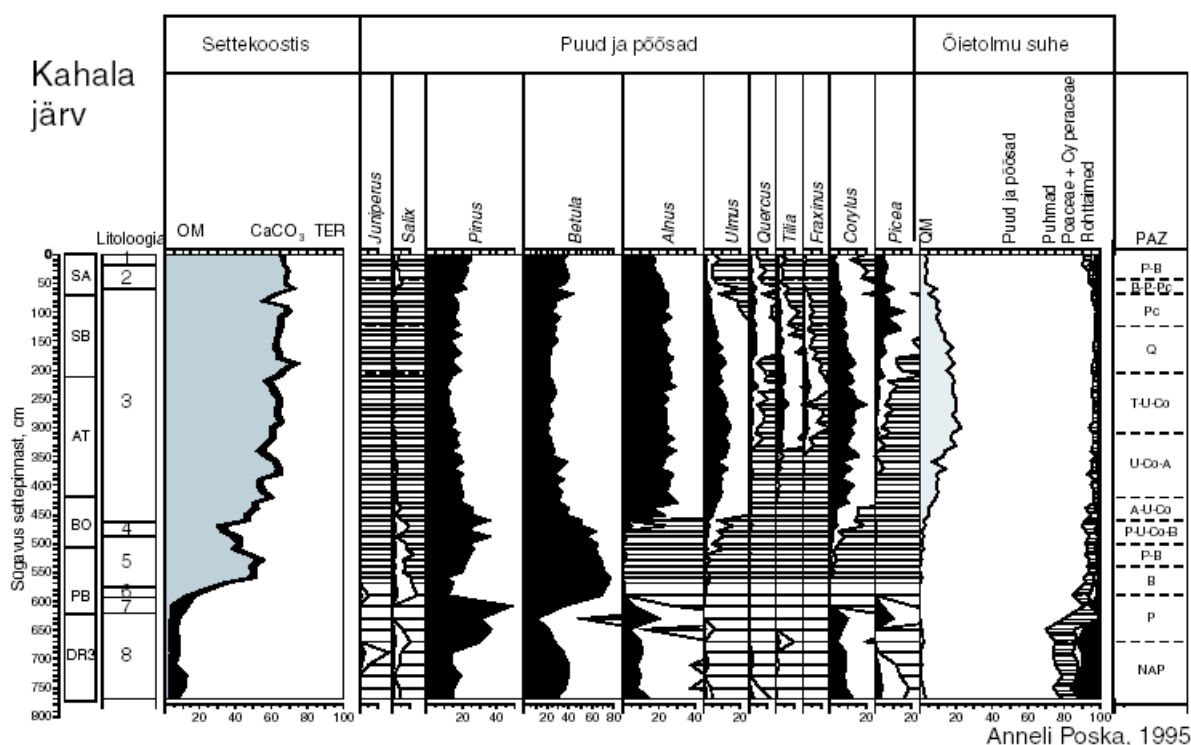
Tabel 4. Hilisglatsiaali ja Holotseeni setete stratigraafiline liigestus (Raukas jt., 1995; Walker jt, 1999, muudatustega).

Table 4. Stratigraphy of the late-glacial and Holocene deposits (modified after Raukas et al., 1995; Walker et al., 1995).

| Ladestik | Ladejärk | Kronotsoon | Indeks | Indeks | Piiridefinitsoon (aastat t.) | Õietolmuvoö (PAZ) | Indeks | Indeks (von Post) | Balti mere staadiumid | Alumine piir (aastat tagasi) | Alumine piir (kalendriaastat tagasi) | GRIP indeks | | | |
|------------|----------|----------------|---------------------------------|--------------|------------------------------|---------------------------------|---------------|-----------------------------|-----------------------|------------------------------|--------------------------------------|-------------|---------------|------------|------------------------------|
| Holotseen | Ülem- | Sub-Atlantikum | SA | SA3 | 1 000 | <i>Pinus-Betula</i> | <i>P-B</i> | I | Limneameri | 4 000 | 5 000 | | | | |
| | | | | SA2 | 2 000 | <i>Betula-Pinus-Picea</i> | <i>B-P-Pc</i> | IIa | | | | | | | |
| | | | | SA1 | 2 500 | <i>Betula-Alnus</i> | <i>B-A</i> | IIb | | | | | | | |
| | | Sub-Boreaal | SB | SB2 | 4 000 | <i>Picea</i> | <i>Pc</i> | III | | | | | | | |
| | | | | SB1 | 5 000 | <i>Quercus</i> | <i>Q</i> | IV | | | | | | | |
| | | | | Atlantikum | AT | AT2 | 6 500 | <i>Tilia-Ulmus-Fraxinus</i> | | | | | <i>T-U-Fr</i> | V | |
| | AT1 | 8 000 | <i>Ulmus-Corylus</i> | | | <i>U-Co</i> | VI | | | | | | | | |
| | Alam- | Boreaal | BO | BO2 | 8 500 | <i>Pinus-Alnus</i> | <i>P-A</i> | VII | Antsülsjärve | Joldia-meri | 9 500 | | 10 700 | | |
| | | | | BO1 | 9 000 | <i>Pinus - Betula - Corylus</i> | <i>P-B-Co</i> | VIII | | | | | | | |
| | | | | Pre-Boreaal | PB | PB2 | 9 500 | <i>Pinus - Betula</i> | | | | | | <i>P-B</i> | IXa |
| | | PB1 | 10 000 | | | <i>Betula</i> | <i>B</i> | IXb | | | | | | | |
| | | Ülem- | Sub-Arktikum | | | Hillis-Dryas | DR3 | DR3 | | | | | | 10 800 | <i>Artemisia-Betula nana</i> |
| Allerod | | | | AL | ALb | | | | | | | 11 300 | | | |
| | ALa | 11 800 | <i>Pinus-Betula</i> | | <i>P-B</i> | XIb | 13 900 | 14 050 | | | | | | | |
| Kesk-Dryas | DR2 | 12 200 | <i>Artemisia-Chenopodiaceae</i> | <i>Ar-Ch</i> | XIIa | Balti jääjärve | | | | | | | | | |

Joldiamere setted (mIVy). Joldia meri oli regressiivse iseloomuga veekogu Balti mere pärestjääaegse arengu alguses, 10 300–9 500 a.t, mil veetase alanes uuritaval alal vähemalt 28 m ümp, tehes võimalikuks ülemise turbakihi moodustumise Uuril (Kessel, Linkrus, 1979). Kuigi mereks kutsutud, iseloomustab riimveeline fauna ja floora vaid lühikest, vähem kui 200 aastast ajalõiku selle keskel (Svensson, 1989; Björck, 1995; Heinsalu, 2001), kui lühiajaline jahenemine ligi 11 300–11 200 a.t nn

Pre-Boreaali ostsillatsiooni ajal, vähendas ilmselt Balti merre voolavate jääsulavete hulka. Ehkki Joldiamere ja Balti jääjärve rannikuvööndi setted on kaardil eristamata, on sügavamaveelistes setetes Joldiamere esinemine õietolmu- ja diatomeeanalüüsil ometi kindlaks tehtud.



Joonis 16. Kahala järve põhjasetete suiradiogramm A. Poska (Saarse jt, 1999) järgi.

Litoloogia: 1. tume vedel järvemuda, 2. jämedetriitne järvemuda, 3. järvemuda, 4. möllikas järvemuda, 5. peendetriitne järvemuda, 6. möll orgaanikaga, 7. möll, 8. möllikas savi.

Figure 16. Pollen diagram from Lake Kahala after A. Poska (Saarse et al., 1996).

Lithology: 1. Unconsolidated gyttja, dark-brown, 2. Gyttja with coarse detritus, 3. Algal gyttja, 4. Silty gyttja, 5. Gyttja with fine detritus, 6. Organic silt, 7. Silt, 8. Silty clay.

Tänapäevase Kahala järve nõos settisid, ja seda kuni eraldumiseni Joldiamerest, ligi poole meetri paksuselt sinakad möllikad savid ja laguunsed savikad möllid (joonis 16), Pudasoo orus on aga Joldiamere savikaid mölle registreeritud kuni 9 m paksuselt (Jõgi jt, 1966). Seetõttu on maismaa läbilõigetes tõestamist leidnud Joldiamere setted ka kujutatud.

Erinevalt maismaast on meres Joldiamere setted laialt levinud. Nendeks peetakse kuni 1,5 m paksust, terava põiksusega Balti jääjärve viirsavidel lasuvat, ähmase mikrokihilisusega pruunikashalli möllika savi lasundit. Kuni 20 sentimeetrine mölli kiht alumisel piiril tähistab Joldiamere algust 10 300 a.t toimunud nn Billingeni katastroofil. Joldiamere lõpp ei väljendu meresetetes nii selgelt, kuna ka neis esineb lasuvatele, Antsülsjärve setetele iseloomulikke peendisperseeritud rauasulfiidi (hüdrotroiliidi) laiike. Kuna nii Joldiamere kui Antsülsjärve sette kitsad avamusalad on seotud eelkõige veealuste kõrgendike nõlvadega, siis on neid kaardil kujutatud ka koos.

Antsülsjärve setted (IIVan). Isostaatilise maakerke tulemusena katkenud Balti mere ühendus maailmamerega põhjustas väljavoolu-isobaasist kõrgemal mageveelise veekogu – Antsülsjärve tekke ja sellega seonduva transgressiooni. See algas ligi 9500 a.t ja kulmineerus Pre-Boreaali ja Boreaali piiril, ligi 9000 a.t (Björck, 1995 jt). Uuritaval alal ei tõusnud Antsülsjärve veetase üle 31–32 m. Kahala järve, mille lävendi kõrgus oli 33,5 m, Antsülsjärve vesi enam ei tunginud (Saarse jt, 1999), küll aga mattusid

orgaanikakihid Uuril (28,2–28,3 m ümp; 9230±80) (Kessel, Linkrus, 1979) ja Kolga klindineemiku lähedal Lätismäel (umbes 30 m ümp). Antsülsjärve staadium lõppes tõenäoliselt küllalt järsu regressiooniga vähemalt 16,5 meetrini ümp tasemel ning soolase merevee sissetungiga umbes 8000 a.t.

Antsülsjärve setted, millele on iseloomulik mageveeliste molluskite *Ancylus fluviatilis*, *Lymnaea (Radix) ovata* ja *Bithynia tentaculata* jt esinemine, avanevad kitsa ribana klindi jalamil tasemel 20–31 m ümp, moodustades seal Antsülsjärve terrassi (foto 1). Setete paksus on 0,5–5 m, nõgudes (Pudisoo org) kuni 16 m. Need on esindatud teistelegi Läänemere arenguetappidele iseloomuliku kompleksiga, mis sõltub eelkõige konkreetsetes piirkonnas avanevatest vanematest nii pinnakatte kui aluspõhja setenditest. Süvaveelised setted on esindatud mölli ja möllika saviga, rannalähedased aga peen-, kesk- ja eriterise liiva kuni liivaka klibuga (foto 19). Antsülsjärve setete mineraalne koostis on sarnane Balti mere nooremate setete omaga, mõneti enam on nendes vaid peenliiva raskes fraktsioonis olevaid raua mineraale – ilmeniiti ja magnetiiti (1,5–10%) ning limoniiti ja hematiiti (1,5–9%).

Tänapäevasel merepõhjal levivad (ja kaardil koos Joldiamere setetega kujutatud) Antsülsjärve setted kujutavad endast 3–4 m paksust lasundit, mis on esindatud hallika, hüdrotroiliidi vahekihte ja läätsi sisaldava lasundiga. Hüdrotroiliit on eriti iseloomulik Antsülsjärve setete alumisele ja ülemisele piirile. Savi kuivades laguneb ebapüsiv hüdrotroiliit kiiresti ja sete omandab kollakaspruuni värvuse. Antsülsjärve setete ülemisse ossa kuuluvad tinglikult ka kuni poole meetri paksuse läätsja kihina levivad erineva varjundiga sinised savid, mis praktiliselt ei sisalda diatomeesid, küll aga rohkelt püriidistunud ussikäike. Siniste savide alumine, eriti aga ülemine piir on teravad.

Litoriinamere setted ($m_{IV}lt$) esinevad klindiesisel alal tasemel 10–20 m ümp (Ramsay, 1929; Kessel, Linkrus, 1979; Kessel, Raukas, 1979), moodustades seal morfoloogiliselt hästi jälgitava Litoriinamere terrassi. Litoriinamere setted hakkasid Soome lahes kujunema ligikaudu 8000 a.t, pärast Balti mere ühenduse taastumist maailmamerega läbi Taani väinade. Mere pealetungil kuhjunud setete alla mattunud turvast on uuritaval alal leitud kõrgustel 16,8–17,3 m ümp (Kessel, Linkrus, 1979). Litoriinameri oli kõrgeima soolsusega etapp Balti mere arengus, mida näitab nii iseloomulik karbifauna (*Littorina littorea*, *Littorina saxatilis*, *Cerastoderma glaucum*, *Hydrobia sp.* jt) kui soolaseveelised ränivetikad. Ligikaudu 6000 aastat tagasi toimunud transgressiooni maksimumile järgnes veetaseme pidev madaldumine ning vee magestumine koos sellest põhjustatud faunamuutustega. Litoriinamere setted lasuvad jääjärvelistel setetel, moreenil ja Antsülsjärve setetel umbes 1–4 m paksuse kihina. Lõimisel on enamasti tegemist peene- kuni eriteralise liivaga, milles jäme purdmaterjal (>2 mm) kas puudub või on tema sisaldus alla 10%. Rannavallides on jäme purdmaterjali osa loomulikult suurem või isegi valdav.

Akvatooriumil on Litoriinamere setted esindatud kuni 2–3 m paksuse, valdavalt roheline kuni rohekashalli savikas-möllika “kohupiimataolise”, allosas tihti mikrokihilise muda lasundiga, mis sisaldab umbes 2% orgaanilist ainet. Lasundi alumine piir on terav, tähistatud katkestuspinna ning liivakate kihtidega, ülemine piir aga üleminekuline.

Limneamere setted ($m_{IV}lm$). Traditsiooniliselt loetakse Limneamere alguseks mageveelise molluski *Lymnaea ovata* (= *Radix ovata*, = *Radix peregra*) immigreerumist järk-järgult magestava Balti mere rannikuvettesse. See toimus Eestis H. Kesseli (Raukas, Hyvärinen (toim.), 1992) andmetel ligi 4000 a.t. Kuna muud kriteeriumid Limneamere setete eristamiseks puuduvad, siis on vastavad setted alal välja eraldatud tinglikult, traditsiooni järgides. Maakoore neotektoonilist kerkimist arvestades on 4000 a. tagune rannajoon alal tasemel 10–11 m ümp ning sellest Soome lahe poole jääb Limneamere küllalt lai terrass. Limneamere setted lasuvad Litoriinamere ja teistel vanematel setetel. Lõimisel ja mineraalselt koostiselt on need sarnased Litoriinamere setetele, kuid lainete abrasioonile avatud randades, eriti poolsaarte ja neemede tippudes, esineb enam tavaliselt moreenist väljapestud jämedateralist materjali –



Foto 19. Antsülsjärve terrass Sõitme klindipoolsaare jalamil koosneb valdavalt lubjakivi klibust. K. Ploomi foto.

Photo 19. Terrace of Ancylus Lake at the foot of Sõitme Klint Peninsula consists mainly of limestone shingle.

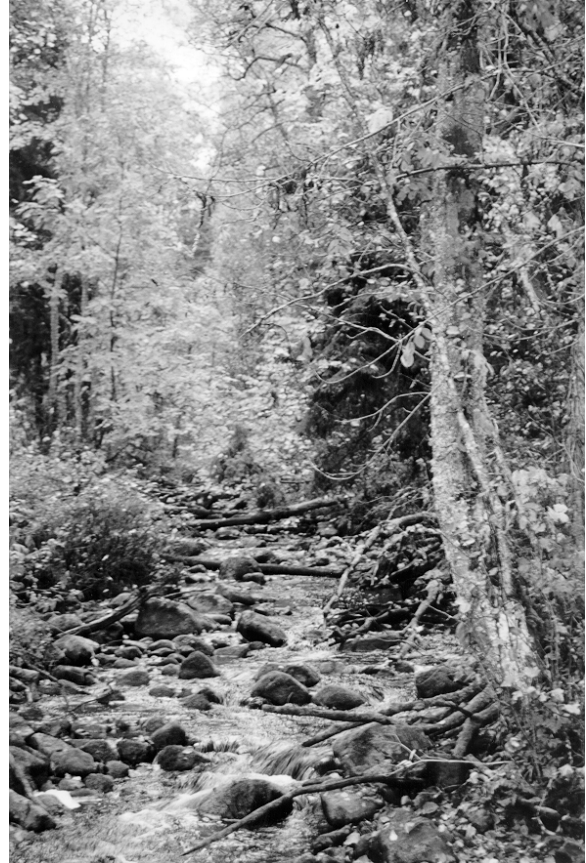


Foto 20. Inga oja suubumisel Pudisoo jõkke. K. Ploomi foto.

Photo 20. Inga brook at the fall into Pudisoo River.



Foto 21. Paukjärv. K. Suuroja foto.

Photo 21. Lake Paukjärv.



Foto 22. Murrutusastang Pedassaare Landva otsal. J. Kase foto.
Photo 22. Scarp shore on Landva Cape, Pedassaar Island.



Foto 23. Liivarand Pedassaarel. Tagaplaanil eelluited. J. Kase foto.
Photo 23. Sandy beach on Pedassaar Island, foredunes on the background

kruusa, veeriseid ja munakaid (foto 22). Soome lahe põhjasetetes jätkuvad ka Limnea eal Litoriinamerele iseloomulikud setted.

Tavaliselt ühendataksegi kõik meresetted ühte kompleksi: “postglacial gyttja clay” – Ignatius jt (1981) või siis – merelised setted ehk “roheline” (I) kihistik – Kiipli jt (Lutt ja Raukas (toim.), 1993) ning Lutt (Raukas, Hyvärinen (toim.), 1992). Roheliste mudade peal eristub tihti veel musta, veelgi orgaanikarikkama (kuni 3%) savikas-möllika muda kiht. Kohati sisaldab viimane väävelvesinikku, rannikulähedastes piirkondades orgaanikat ja karbidetriiti. Küllalt tavaline on, seda eriti rannanõlval ning veealuste kõrgendike lagedel, et lamavaid savikaid kihte katab erosiooniliselt õhuke, tavaliselt mõne kuni mõnekümne sentimeetri paksune, osalt jäänuksseteist liiva kiht. Kaardil ei ole seda kujutatud.

Tuulesetted (vIV). Tuulesetted moodustavad Balti mere erinevatesse arengustaadiumitesse kuuluvaid luitevalle ja luidestikke. Markantsemad neist seonduvad transgressioonide maksimumidega, st ajaga, kui rannajoon püsis, vaatamata postglatsiaalsele maakerkele, pikemat aega ühes kohas. Nii tähistavad need mitmel pool Litoriinamere või Antsülusjärve terrassi ülemist piiri või markeerivad klindineemede ja -saarte vahelisi suuremaid maasääri. Eriti ulatuslik on, osaliselt alast välja jääv, Pudisoo–Suurekõrve luidestunud rannarõõnete süsteem, mis hõlmab nii Antsülusjärve kui Litoriinamere setete leviala. Eoolilisi setteid leidub ka Limneamere levialal, eriti tänapäevastes liivarandades, kitsaste kühmuliste eelluidetena (foto 23). Tuulesetted, maksimaalselt kuni 5 m paksused, on üldjuhul hästi sorteeritud, kusjuures valdavaks on kas peene- või keskerise liiva fraktsioon. Üldjuhul on nii, et mida vanemad setted (Balti jääjärv), seda väiksem on eooliliste liivade terasuurus.

Järvesetted (IIIV). Klindiesise ala väiksemad järved ja järvikud on kõik kinni kasvanud. Neist märkimisväärsemaks oli kunagi ligi 2 km² suurune **Leedikõrve (Liidiakõrve) järv** (Kessel, Linkrus, 1979) Pudisoo jõe keskjooksul. Boreaali lõpus, Antsülusjärve madala taseme ajal, settis siinse settelasundi ülemises osas lubjakat järvemuda kuni 1 m paksuselt. Väga lühiealised järved eksisteerisid Pudisoo klindilahes, kui Antsülusjärve ja Litoriinamere transgressioonil kujunenud Tagavälja–Suurekõrve ja Maarikoja–Pedaspea maasääred tõkestasid ajutiselt Pudisoo jõe voolu.

Paeploatoole jääb uuritava ala suurim (350 ha) ja paremini uuritud (Sinisalu, 1976; Saarse jt, 1999 jpt) – **Kahala järv**. Viimase põhi on 96% ulatuses kaetud järvemudaga, mille lamamiks on omakorda möll ja järvenõo ida-, lõuna- ja loodeosa kitsal kaldalähedasel alal ka liiv. Arengu algstaadiumil oli järv praegusest palju suurem, sest järvemuda levib ka 238 ha-l väljaspool tänapäevast järve. Varase Pre-Boreaali lõpul, järve eraldumisel Joldiamere laguunist moodustuma hakanud järvemuda lasundi suurim paksus on 7 m, keskmine 3,5 m. Järvesetete tüüpiline läbilõige on toodud joonisel 16.

Balti jääjärve tasandiku lamedates nõgudes olnud kunagised madalad järved on tänaseks kinni kasvanud. **Viru raba** põhjaosas leviv 0,2–1 m paksune järvemuda lasund hakkas moodustuma Atlantikumi algul, lõplikult kasvas see kinni aga alles Sub-Atlantikumi algul. Koitjärve rabas on mitmeid primaarse tekkega laugasjärvi, jäänukeid suuremast kinnikasvanud järvest. Neist omapäraseim on kuni 2 m sügavune, ilmselt turbamudaga kaetud moreenist põhjaga **Kivijärv**, millest turritab välja mitmeid rändrahnne.

Põhja-Kõrvemaal, ooside ja mõhnade vahel, asuvad peamiselt glatsiokarstilise tekkega, isoleeritud jääpangaste sulamisel tekkinud **Jussi, Paukjärve** (foto 21) ja **Järvi järvestikud ning Mähuste järv**. Järved on sügavad. **Umerikjärv** Paukjärve järvestikus oma 15 meetriga on Põhja-Eesti sügavaim. Järvede järsunõlvalised kaldad võivad olla liivased, kuid nende põhja katab ikka vähemalt 1–2 meetrine järvemuda kiht ja seda vaatamata sellele, et neis puudusid Hilisglatsiaalist kuni Pre-Boreaali tingimused organogeensete setete kuhjumiseks (Saarse, 1994). Mõneti erandlik on **Järvi Pikklaugas** glatsiofluviaalse delta ja Kõnnu Suursoo piiril, kust saab alguse Pudisoo jõgi. Järve, kus vett vaid 30–40 cm, liivane põhi on kaetud turbasambлага (Mäemets, 1977).

Jõesed (aIV). Suurematest jõgedest Jägala ja Valgejõgi puudutavad ainult riivamisi vastavalt ala edela- ja kirdeserva. Väiksematest jõgedest on tähelepanuväärsemad Pudisoo jõgi ning Jägala parempoolsed lisajõed Aavoja ja Soodla. Lisaks neile on hulgaliselt väiksemaid ojasid.

Teistest paremini on uuritud **Valgejõgi** (Miidel, 1982). Keskjooksul, st kuni Suruni, voolab see väikese langusega ja tugevalt meandreerununa läbi soo- ja jääjärvetasandike. Lammil leviv, tihti mudane ja liivakas turvas (0–2 m) katab tumedat, väga peent muda ning halli, orgaanikat ning karbijaanuseid sisaldavat liiva. Viimane on sängisete, mille terasuurus sõltub lähtematerjalist. Kohati esineb ka savikaid soodisetteid. Alluviaalsete setete kogupaksus on kuni 4 m. Suru sillast alates jõe langus suureneb, ilmub madal ja ebasümmeetriline org ning kahanema hakkab, ja seda eelkõige muda arvel, alluuviumi paksus. Vasaristi oja suudmest allavoolu jõuab Valgejõgi klindiesisele madalikule. Glatsiofluviaalsetesse ja jääjärvelistesse setetes löikunud 200–400 m laiuse oru kõrgus on mitmete terrassidega vasakkaldal kuni 30 m. Kuna jõgi on 4–5 m ümp tasemelt vanadesse lammisetteisse löikunud, siis uusi lammisetteid enam ei kujune ning kogu alluuvium koosneb 2–4 m paksusest, ebaselge kihilisusega orgaanikarikka liiva lasundist.

Jägala jõgi voolab Kaunissaare veehoidlast kuni raudteeni, meandreerudes kuni 250 m laiuses orus, mida täidab 4–5 m (kohati isegi 8 m) paksuselt keerulise ehitusega jõesetete lasund. Enamlevinud on lammi orgaanikat sisaldavad möllikad liivad ja möllid, kuid esineb ka sängi peen- ja jämeliivasid ning isegi eriliivatäitelist kruusa ning sootide turvast, möllikat savi ja orgaanikarikast aleuriitliiva. Allavoolu muutub jõeorg languse suurenedes kitsamaks ja sirgemaks ning väheneb, ja seda sängisete osakaalu kasvades, ka alluuviumi paksus. Ülejõest allavoolu muutub lammorg jälle selgemaks ja sügavamaks ning alluuvium paksemaks.

Jägala parempoolne lisajõgi **Aavoja** voolab selgelt välja kujunenud orus, milles lammisetteid on esindatud orgaanikat sisaldava pisiliivaga (mudaga) ja viimast katab liiva lisandiga turba ning turbamulla kiht. Sängisetteid on siin esindatud eriteriste ja kirjult kihiliste, orgaanikat sisaldavate liivadega. Jõesetete kogupaksus ei ületa tavaliselt 3–4 meetrit. Eelnevaga põhimõtteliselt sarnane on ka **Soodla jõe** alluuvium.

Täielikult jääb kaardilehe piiresse 28 km pikkune **Pudisoo jõgi**. Kõnnu Suursoo põhjaservas paiknevast Pikklaukast alguse saanuna voolab see nii Kõrvemaal, Põhja-Eesti platool kui rannikumadalikul, seejuures kesk- ja alamjooksul pikkade löikudena sügavas lammorus. Lammisetteid on siin tavaliselt orgaanilist ainet sisaldavad liivad ja sängisetteid kruusast või veeristega kruusast, kohati ka veeristest ja munakatest (foto 20) koosnev lasund. Jõesetete paksus ei ületa tavaliselt 3–4 meetrit. Löikudes, kus org ei ole välja kujunenud, on sängisetteid liiv ja lammisetteid orgaanikarikas peenliiv või möll. Rannikumadalikul voolavale Pudisoo jõele on iseloomulikud suured, praegusest jõetasemest kõrgemal paiknevad, vähese sängialluuviumiga ja kinnikasvanud looked rannavallide vahel. Kalme küla juures voolab jõgi ligi 500 m ulatuses laugel ja karstunud paenõlval.

Soosetted (bIV). Sood katavad ligi poole uuritava ala kaguosast Raudoja–Kemba liustiku servamoodustistest alates, levides seega eelkõige Põhja-Eesti platoo Pandivere-lähedases, maastikuliselt Kõrvemaalale jäävas osas (joonis 8). Mujal leidub neid vähem, aga märkimisväärsed on ka Viru raba ja Kahala soo.

Soosetteist esineb raba, siirdesoo ja madalsoo setteid, kusjuures kaardil on siirdesood tavaliselt kujutatud rabaga liidetult. Enam kui pooltest madalsoodest on saanud rabad. Turbakihtide lamamiseks soodes on enamasti jääjärvelised setteid, harvem järvemuda. Viimane viitab justkui nende järvelis-laguunsele päritolule.



Foto 24. Vaade laugasterikkale Kõnnu Suursoole Paukjärve oosilt. K. Suuroja foto.
Photo 24. View from Paukjärv esker to Kõnnu Suursoo, high moor with abundant bog lakes.



Foto 25. Vaade Muuksi klindineemikult Pudisoo klindilaele. K. Ploomi foto.
Photo 25. View from Muuksi Klint Peninsula to Pudisoo Klint Bay.

Klindiesisel madalikul on väiksemad sood kujunenud rannavallide ja -rõonete vaheliste kitsaste nõgude soostumisel. Pudisoo klindilahes moodustavad need keerulise, soode-vallide süsteemi. Kuid esineb ka rannavallide poolt paisutatud järvedest arenenud soid nagu Kolga ja Leedikõrve (Liidiakõrve).

Paeplatoo servale jääv **Kahala soo** paikneb Joldiamere laguuni nõos, ümbritsedes samanimelist järve. Soo pindala on 353 ha (Orru jt, 1981) ja sellest ligi poole moodustab madal soo. Järv hakkas kinni kasvama Sub-Boreaali algul, kui moodustus madal soo osja-, puu- ja rohuturvas, mis Sub-Boreaali teisel poolel asendus siirdesoo rohu-sfagnumi turbaga. Villpea-sfagnumi rabaturvas hakkas soo lääneosas moodustuma alles hilises Sub-Atlantikumis. Turbalasundi keskmine paksus on 2,1 m, maksimaalne 4,5 m ja rabaturbal kuni 1 m.

Viru raba asub Kolga asulast 3 km kagus ja on koos Kahala sooga üks piirkonna paremini uuritud soid. Balti jääjärve aegse laguuni nõos hakkas Atlantikumi alguses väiksema järve kinnikasvamisel moodustuma puhmajäänuseid sisaldav raba-siirdesooturba ja Atlantikumi lõpul raba-fuskumiturba lasund. Sub-Boreaali teist poolt iseloomustab siin kanarbiku ja villpea rohke ning kõrge lagunemisastmega sfagnumiturba esinemine. Alates Sub-Atlantikumist on valitsevaks jälle fuskumturvas. Turbalasundi maksimaalne paksus on 5,4 m (rabaturbal 4 m) 2,7 meetrise keskmise paksuse juures.

Ala lääneservas on mitmeid, nii moreeni kui jääjärveliste setete soostumisel tekkinud, turba väikese paksusega soid. Suurim sellistest (ligi 600 ha) on Kuusalust 3 km edelas asuv **Rehatse soo**, kus turbakihi maksimaalne paksus on 2 m. Hästi lagunenenud puuturbast madal soolasundil on see 1,6 m. Soo lääneosa leviva fuskumi-, kompleksturba või magellaanikumi liiki kuuluva rabalasundi paksus ulatub siin 1,1 meetrini (Orru jt, 1981).

Kõrvemaa soodest on seni detailsemalt uuritud (Orru jt, 1981) vaid **Kõnnu Suursood** (foto 24). Selles (Suru turbamaardla, 1206 ha) domineerib rabale iseloomulik taimkate. Puu- ja tarnaturba lasundiga madal soo paikneb kitsa ribana soo idaosas ning väljasopistusena läänes. Kohati esineb ka siirdesood. Turba keskmine paksus on ligi 2 m ja maksimaalne 6,3 m, kusjuures rabaturbal (peamiselt älve- või fuskumiturbal) on viimane 4,8 m. Soo kujunes, nagu teisedki, Balti jääjärve tasandiku nõos asunud järve kinnikasvamisel.

Pindalalt isegi suurem, kuid vähem uuritud, on sarnase tekkega **Koitjärve raba**. Turba paksus on siin maksimaalselt kuni 7,5 m ja keskmine 4,1 m. Rabaturba keskmine paksus on seejuures ligi 3 m. Tänapäevase raba kohal asunud ulatuslik ja madal järv hakkas kinni kasvama Vara-Atlantikumis. Puu-pillirooturvas asendus villpea-sfagnumiturbaga Atlantikumi lõpul ning sfagnumiturbaga Sub-Atlantikumi alguses (Jõgi jt, 1966).

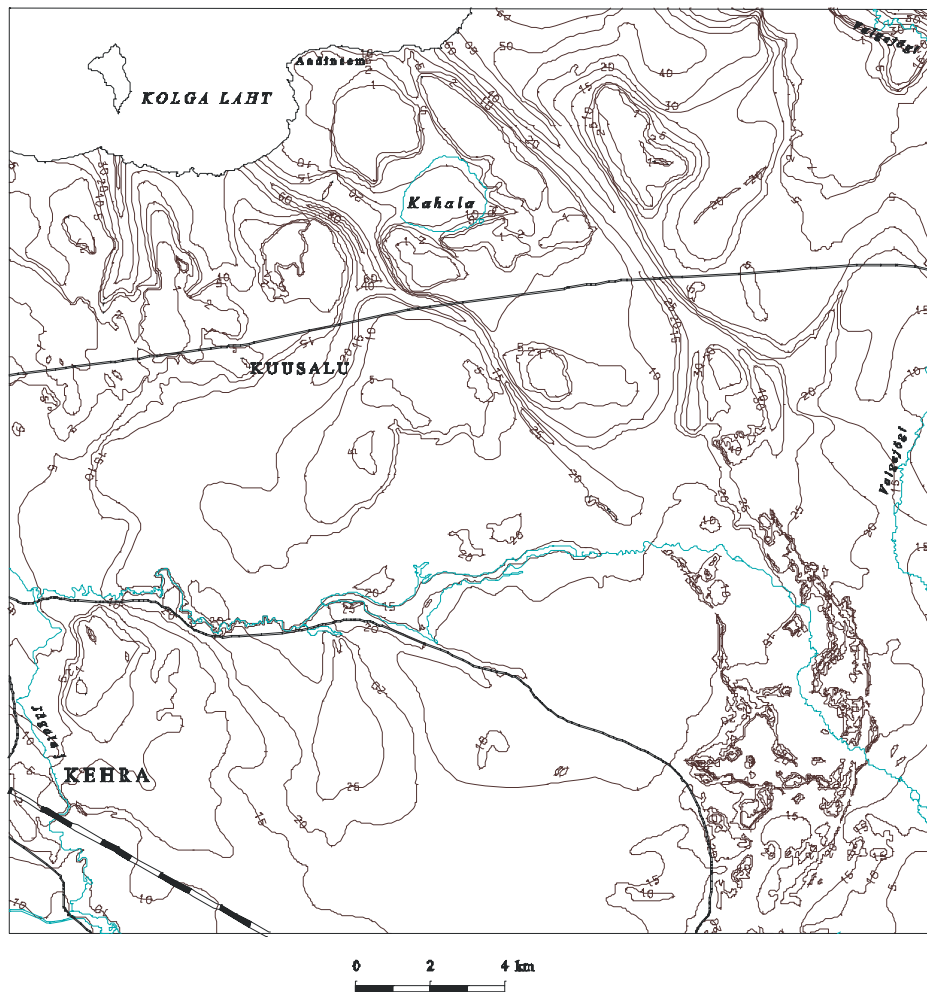
Aegviidu–Paukjärve ooside ja mõhnade vahelistes väiksemates rabades pole samuti spetsiaalseid uurimistöid läbi viidud, kuid teadaolevalt ulatub ka neis turba paksus kohati üle 7 m, kusjuures rabaturvast (tavaliselt villpea-sfagnumi) on ligi 2 m.

Tehnogeensete ehk antropogeensete **setetena (tIV)** võiks käsitleda pinnakatte ülemist, 0,5–1 m paksust, inimese kujundatud kihti ala suuremates asulates (Kehra, Kuusalu, Kiiu) ja ka suuremate teede tamme. Kaardil on siiski ära näidatud vaid Kehra tselluloositehase territooriumil kuni 8 m paksuselt Jägala oru vasakut perve katvad tselluloosi tootmisjäätmete ja muu täitematerjali kuhilad ning sama tehase settebassein, kus tselluloosi tootmisjäätmel on enam kui 10 m kõrgustesse vallidesse kuhjatud.

2.3. PINNAKATTE PAKSUS

Pinnakatte paksuse kaart (joonis 17) on kaardikomplekti suure praktilise tähtsusega lisakaart, mis on saadud tänapäevasest reljeefist aluspõhja reljeefi (joonis 6) lahutamisel. Erinevate andmepunktide ja kaudse info kõrval tuleb eraldi mainida 237 geoloogilise puuraugu tähtsust pinnakatte paksuste kaardi koostamisel. Kaardil eristuvad selgelt kolm erineva pinnakatte paksusega regiooni. Klindiesisel madalikul ja klinti lõikunud orgudes on pinnakatte paksus väga muutlik, mõnest meetrist 80 meetrini

Sõitme (Hirvli) orus. Paeplatoo servale on iseloomulikud paksused alla paari meetri, tihti esineb alvareid. Lõunasse ja kagusse, nn Vahe-Eesti suunas, suureneb pinnakatte paksus keskmiselt 10–20 meetrini, ulatudes Aegviidu–Paukjärve oosides ja mõhnades kuni 35 meetrini.



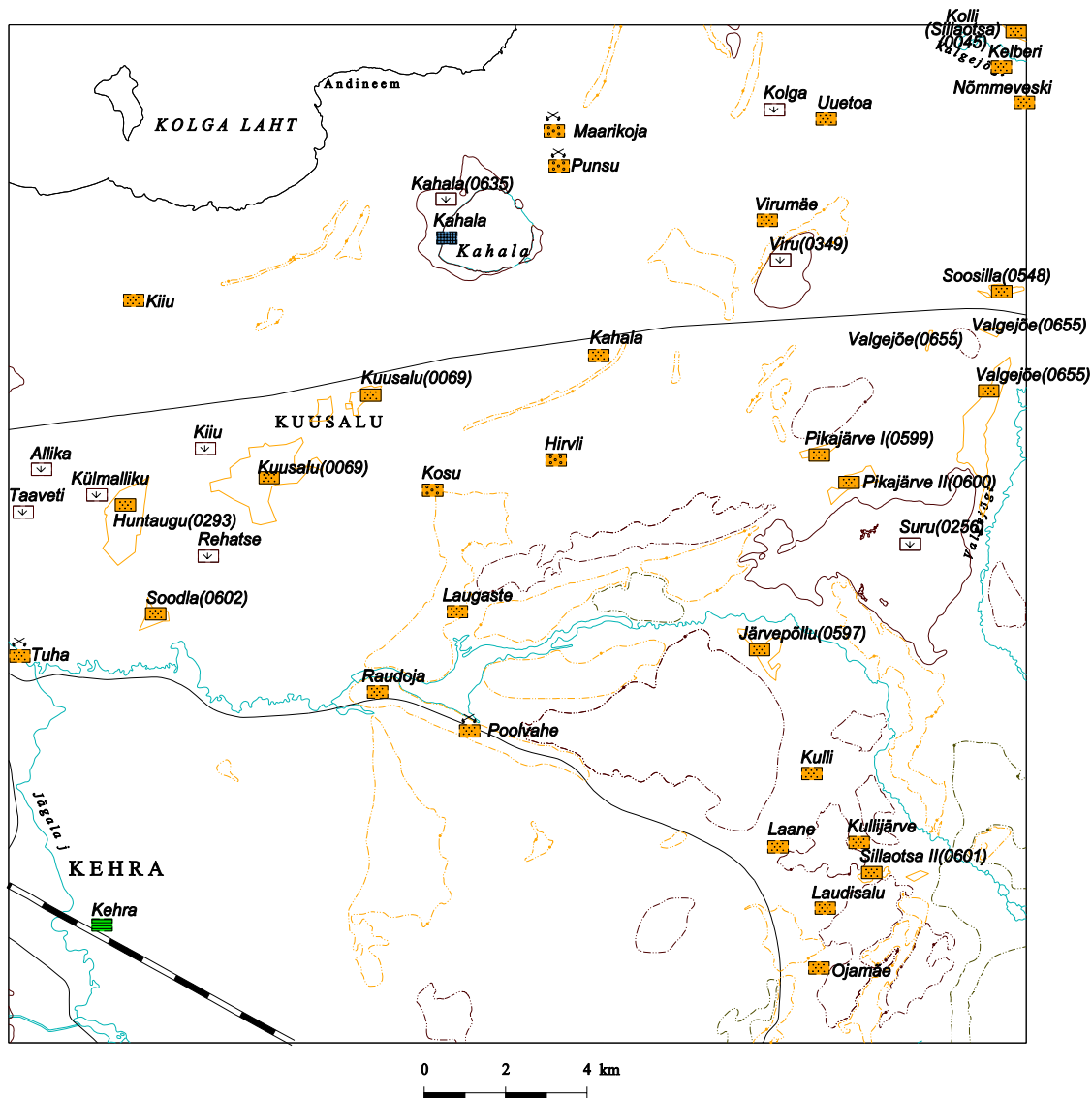
Joonis 17. Pinnakatte paksus.
Figure 17. Thickness of the Quaternary deposits.

2.4. PINNAKATTE MAAVARAD

Pinnakattega seotud maardlad (vt Maapõuuseum, 1996) ja leiukohad on kujutatud kaardikomplekti pinnakatte kaardil (joonis 18).

Kruusa- ja liivamaardlad. Riiklikku maavarade registrisse on alal asuvaist kantud 10 liivamaardlat, mille varust annab ülevaate tabel 5. Ehkki liivades leidub tihti kruusa vahekihte ja komplekse, iseseisvaid maardlaid kruus ei moodusta.

Huntaugu liivamaardla (Registrikart 0293, 1998; Einmann, Gromov, 1974; Kruus, 1994; Lugas, 1994a, 1994b; Valt, 1977; Vingisaar, 1989, 1991; Viru, 1992, 1994) asub Kuusalu vallas Kiiu–Soodla maanteest läänes. Maardla pindala on 143,78 ha. Maavara katendiks on kuni 0,4 m paksune kasvukiht ja kuni 1,9 m paksune liiva kiht selle all. Maavara moodustab glatsiofluviaalne, väga madala savi- ja tolmuosakeste sisaldusega liiv, milles esineb kruusateri. Liivafraktsioonid (5–0,05 mm) moodustavad maavarast 98,9%, kruusafraktsioonid (>5 mm) – 0,5% ning savi- ja tolmuosakesed – 0,6%. Orgaanikavaese liiva keskmine peensusmoodul on 1,7. Maavara paksus on 5,3 kuni 18,8 m. Kasulikust



- ☐ Turvas. Peat
- ☐ Kruus. Gravel
- ☐ Liiv. Sand
- ☐ Savi. Clay
- ☐ Järvemuda. Gyttja
- ☐ Maardla. Mineral deposit
- ☐ Leiukoht. Occurrence
- ⊗ Ammendatud varu
Depleted reserve

- Maardla piir :
Boundary of mineral deposit :
- Turvas. Peat
 - Kruus, liiv. Gravel, sand

- Perspektiivala piir :
Boundary of perspective reserve :
- Turvas. Peat
 - Kruus, liiv. Gravel, sand

Soosilla(0548) Maardla nimi ja number Riiklikus maavarade registris
Name and number of mineral deposit in State Register of Mineral Deposits

Joonis 18. Pinnakatte maavarade skemaatiline kaart.

Figure 18. Schematic map of mineral resources of the Quaternary deposits.

kihist jääb ligi 50% allapoole pinnasevee taset. Ligi 8% maardla pindalast on kultuuristatud. Maardlal on laiendamisvõimalused lõuna ja kagu suunas.

Järvepõllu liivamaardla (Registrikaart 0597, 2000; Einmann, Gromov, 1974) asub Anija vallas Soodla jõe, Koitjärve ja Salu raba vahelisel alal. Maardla pindala on 40,5 ha, reljeef ebatasane. Maavara katendiks on kuni 0,3 m paksune kasvukiht. Maavaraks on glatsiofluviaalne, saviosakeste varieeruva sisaldusega liiv, mis sisaldab väheses koguses ka kruusa. Maavara paksus küünib kuni 14 meetrini. Liivafraktsioonid moodustavad maavarast 88,3%, kruusafraktsioonid – 6,8% ning savi- ja tolmuosakesed – 4,9%. Orgaanikavaese liiva keskmine peensusmoodul on 2,4. Maardla kasulikust kihist jääb 1,5–4,0 m allapoole pinnasevee taset ja selle laiendamisvõimalused on kirde, ida ja lõuna suunas. Maardla asub Põhja-Kõrvemaa maastikukaitseala territooriumil.

Kolli (Sillaotsa) liivamaardla (Registrikaart 0045, 1996; Einmann, Gromov, 1974; Grišina, 1980; Tallinn, 1990; Toom, 1993) asub Loksa vallas Kotka ja Joaveski asula vahelisel maa-alal. Maardla pindala on 196,40 ha. Maavara katendiks on 0,2–0,4 m paksune kasvukiht. Maavaraks on glatsiofluviaalne, saviosakeste madala sisaldusega kruusateri sisaldav liiv. Maavara paksus on küllaltki stabiilne, 12,0–16,4 m. Liivafraktsioonid moodustavad maavarast 95,7%, kruusafraktsioonid – 2,3% ning savi- ja tolmuosakesed – 2,0%. Liiva keskmine peensusmoodul on 2,1. Liiv on orgaanika- ja karbonaatide vaene. CaO ja MgO sisaldus liivas on vastavalt 0,59% ja 0,20%. Pinnasevee tase on maapinnast 4–5 m. Ligi 1,3 m kasulikust kihist jääb sellest allapoole. Maardla laiendamisvõimalused on põhja ja lõuna suunas. Maardla asub Põhja-Kõrvemaa maastikukaitsealal.

Kuusalu liivamaardla (Registrikaart 0069, 1996; Einmann, Gromov, 1974; Lugus, 1994; Sinisalu, 1993; Viru, 1994) asub Kuusalu vallas, lõuna ja ida pool Kuusalu asulat. Maardla asub kahel eraldiseisval alal summaarse pindalaga 455,6 ha. Maavara katendi moodustab kuni 1 m paksune kasvukiht. Maavara moodustab glatsiofluviaalne kruusaka liiva kiht ja selle all leviv ühtlase koostisega liiv, milles esineb kruusateri (foto 13). Maavara paksus on muutlik, 3–13,5 m. Plokkide keskmine liivafraktsioonide sisaldus moodustab maavarast 96,3–98,3%, kruusafraktsioonide sisaldus 1,1–1,4% ning savi- ja tolmuosakeste sisaldus 0,7–2,3%. Liiv on orgaanikavaene, liiva plokkide keskmine peensusmoodul on 1,8–2,4. Maardla kasulikust kihist jääb suur osa allapoole pinnasevee taset. Maardlat saab laiendada lõuna suunas.

Pikajärve I liivamaardla (Registrikaart 0599, 2000; Einmann, Gromov, 1974) asub Kuusalu vallas Kõnnu Suursoo ja Pudisoo jõe vahelises piirkonnas, samanimelisest järvest u 500 m loodesse. Maardla pindala on 17,69 ha. Maavara katendi moodustab kuni 0,4 m paksune kasvukiht ja selle all leviv 0,5–0,8 m paksune, orgaanikarikka liiva kiht. Maavaraks on glatsiofluviaalne, vähese kruusa ja saviosakeste sisaldusega liiv. Maavara paksus on küllalt stabiilne, 4,3–6,1 m. Liivafraktsioonid moodustavad maavarast 94,2%, kruusafraktsioonid – 4,7% ning savi- ja tolmuosakesed – 1,1%. Orgaanikavaese liiva keskmine peensusmoodul on 1,9. Pinnasevee tase on maapinnast 4–5 m sügavusel. Ligi 1,3 m kasulikust kihist jääb allapoole pinnasevee taset. Maardla laiendamisvõimalused on põhja ja lõuna suunas. Maardla asub Põhja-Kõrvemaa maastikukaitsealal.

Pikajärve II liivamaardla (Registrikaart 0600, 2000; Einmann, Gromov, 1974) asub Kuusalu vallas Kõnnu Suursoo ja Pikajärve vahelisel alal. Maardla pindala on 40,18 ha. Maavara katendiks on kuni 0,2 m paksune kasvukiht ja selle all leviv 0,4–4,5 m paksune orgaanikarikka liiva kiht. Maavaraks on glatsiofluviaalne, madala saviosakeste sisalduse ja vähese kruusa lisandiga liiv. Kasuliku kihi paksus on 4,1–20,2 m. Liivafraktsioon moodustab maavarast 93,5%, kruusafraktsioonid – 3,6% ning savi- ja tolmuosakesed – 2,9%. Orgaanikavaese liiva keskmine peensusmoodul on 2,2. Pinnasevee tase on maapinnast 3–15 m ja ligi 3,1 m kasulikust kihist jääb sellest allapoole. Maardla laiendamisvõimalused on edela suunas. Maardla jääb Põhja-Kõrvemaa maastikukaitsealale.

Tabel 5. Liivamaardlate varu.

Table 5. Reserves of sand included in the State Register of Mineral Resources.

| Maardla | Maavara liik | Varu kategooria | Keskmine paksus, m | Pindala, ha | Varu, tuh. m ³ |
|-------------------|---|-----------------------|--------------------|-------------|---------------------------|
| Huntaugu | Ehitusliiv peale kruusafraktsiooni eraldamist | Kokku | 10,8 | 143,78 | 12155 |
| | | Aktiivne tarbevaru | | 94,47 | 7603 |
| | | Passiivne tarbevaru | | | 243 |
| | | Aktiivne reservvaru | 4,0 | 38,20 | 3859 |
| | | Passiivne reservvaru | | 11,11 | 448 |
| Järvepõllu | Ehitusliiv peale kruusafraktsiooni eraldamist | Passiivne reservvaru | 5,8 | 40,50 | 2345 |
| Kolli (Sillaotsa) | Ehitusliiv peale kruusafraktsiooni eraldamist | Kokku | 10,2 | 196,40 | 20002 |
| | | Aktiivne tarbevaru | | | 433 |
| | | Passiivne tarbevaru | | | 186 |
| | | Aktiivne reservvaru | | | 16513 |
| | | Passiivne reservvaru | | | 2870 |
| Kuusalu | Ehitusliiv peale kruusafraktsiooni eraldamist | Kokku | 10,4 | 455,64 | 51476 |
| | | sh Kuusalu I | | 241,64 | 23922 |
| | | Aktiivne tarbevaru | | 168,10 | 18371 |
| | | Aktiivne reservvaru | | 26,17 | 3874 |
| | | Passiivne reservvaru | | 19,50 | 1677 |
| | | Kuusalu II | | | |
| | | Aktiivne reservvaru | | 241,64 | 27554 |
| Pikajärve I | Ehitusliiv peale kruusafraktsiooni eraldamist | Passiivne reservvaru | 4,9 | 17,69 | 867 |
| Pikajärve II | Ehitusliiv peale kruusafraktsiooni eraldamist | Passiivne reservvaru | 13,3 | 40,18 | 5352 |
| Sillaotsa II | Ehitusliiv peale kruusafraktsiooni eraldamist | Kokku | 15,3 | 27,73 | 3841 |
| | | Passiivne reservaru | 14,4 | 22,63 | 3475 |
| | | Prognoosvaru | 7,2 | 5,10 | 366 |
| Soodla | Ehitusliiv peale kruusafraktsiooni eraldamist | Aktiivne reservvaru | 6,3 | 23,12 | 1450 |
| Soosilla | Ehitusliiv peale kruusafraktsiooni eraldamist | Kokku | 7,4 | 16,33 | 1212 |
| | | Aktiivne tarbevaru | 5,0 | 4,01 | 161 |
| | | Passiivne reservvaru, | | 12,32 | 1051 |
| Valgejõe | Ehitusliiv peale kruusafraktsiooni eraldamist | Kokku | 4,3 | 162,25 | 6985 |
| | | Aktiivne reservvaru | 4,4 | 109,46 | 4768 |
| | | Passiivne reservvaru | 4,2 | 52,79 | 2217 |

Sillaotsa II liivamaardla (Registrikaart 0601, 2000; Einmann, Gromov, 1974; Valt, 1977) asub Anija vallas Soodla jõe ja Rekka oja lähte vahelises piirkonnas, neljal üksteisest eraldatud alal. Maardla

pindala on 22,63 ha. Maavara katendiks on kuni 0,5 m paksune kasvukiht. Maavaraks on glatsiofluviaalne, savi- ja tolmuosakeste rikas, vähese kruusa lisandiga liiv. Maavara paksus on 5,5–17,8 m. Kahe paremini uuritud ala liivafraktsioonide keskmised sisaldused on vastavalt 90,4 ja 90,9%, kruusafraktsioonil 2,8 ja 3,2% ning savi- ja tolmuosakestel 6,3 ja 6,4%. Liiv on orgaanikavaene, keskmise peensusmooduliga 1,6 ja 1,9. Maardla kasulikust kihist jääb kuni 3,5 m allapoole pinnasevee taset. Pinnasevee taset on võimalus alandada isevoolu teel. Maardlal laiendamisvõimalused puuduvad. Maardla asub Põhja-Kõrvemaa maastikukaitsealal.

Soodla liivamaardla (Registrikaart 0602, 2000; Einmann, 1974; Valt, 1977) asub Anija vallas Soodla jõe ja Rehatse soo vahelisel alal. Maardla pindala on 23,12 ha. Maavara katendi moodustab 0,3–1,0 m paksune kasvukiht ja selle all lamav, kuni 5,1 m paksune orgaanikarikka liiva kiht. Maavaraks on glatsiofluviaalne, üksikute kruusateradega peeneteraline liiv. Maavara paksus on 2,0–9,5 m. Liivafraktsioon moodustab maavarast 98,5%, kruusafraktsioon – 0,4% ning savi- ja tolmuosakesed – 1,1%. Liiva keskmine peensusmoodul on 1,4. Pinnasevee tase on maapinnast 0,4–4 m sügavusel ja suurem osa kasulikust kihist asub sellest allpool. Veetaset saab alandada isevooluliselt Soodla jõkke. Maardla laiendamisvõimalused on kirde ja loode suunas.

Soosilla liivamaardla (Registrikaart 0548, 2000; Einmann, Gromov, 1974) asub Loksas vallas, vanast Tallinn–St.Peterburgi maanteest põhja pool, Valgejões ligikaudu 2 km läänes. Maardla pindala on 16,3 ha, omades laiendamise võimalusi põhja suunas. Katendiks on 0,4–0,6 m paksune kasvukiht. Maavaraks on 3–6,3 m paksune glatsiofluviaalse liiva ja kruusa lasund. Liivafraktsioon moodustab maavarast 84%, kruusafraktsioon – 13,5% ning savi- ja tolmuosakesed – 2,5%. Liiv on orgaanikavaene, keskmise peensusmooduliga 2,4. Varu lasub pinnasevee tasemest kõrgemal. Maardla asub Lahemaa Rahvusparkis.

Valgejõe liivamaardla (Registrikaart 0655, 2000; Einmann, Gromov, 1974; Sinisalu, 1999) asub Kuusalu vallas Tallinn–Narva maantee ja Kõnnu Suursoo vahelises piirkonnas, Valgejõe läänekaldal 3 erineval alal. Maardla pindala on 162,25 ha. Katendiks on 0,2–0,6 m paksune kasvukiht, maavaraks aga glatsiofluviaalne, suhteliselt savi- ja tolmuosakeste vaene, kruusa sisaldusega liiv. Liivafraktsioon moodustab maavarast 89,8–98,4%, kruusafraktsioon 0,1–7,7% ning savi- ja tolmuosakesed 1,5–2,5%. Liiv on orgaanikavaene, keskmise peensusmooduliga 1,8–2,4. Maavara paksus on 1,0–10,0 m ja kasulik kiht on valdavalt kõrgemal pinnasevee tasemest. Viimast on võimalus alandada isevoolu teel. Maardlal on laiendamisvõimalused kõigi kolme ala piires. Ligi 1/3 maardlast (52,8 ha) asub Põhja-Kõrvemaa maastikukaitsealal.

Kruusa ja liiva leiukohad: Hirvli kruusaleiukoht (Sinisalu, 1999) asub Tallinn–Narva maantee Kahala teeristilt 3,7 km kagus, jääjärve rannavallil, Kõvera ja Hinno talu maadel. Kasulikuks kihiks on veeriste-rahude rohke kruus ja tolmliid. Lamamiks on rähkne moreen. Veetase on maapinnast 1,2–2,5 m sügavusel. Kaevandatava kihi keskmine paksus on 4,2 m (3,8–4,4 m), sellest allpool veetaset 2,6 m. Mäeeraldis oli 3,58 ha ja algvaru 105 000 m³, sellest allpool veetaset 65 000 m³. Olemasoleva karjääri mõõtmed on 160×40×2 m ja see paikneb mäeeraldisel lääneserval.

Kahala liivaleiukoht (Sinisalu, 1999) asub Kuusalust 7 km ida pool, Tallinn–Narva maanteest 0,2 km lõuna pool, riigi metsamaal. Mäeeraldisel pindala oli 16,9 ha ja varuks arvatati 545 000 m³. Kaevandatavaks kihiks oli möllikas liiv. Veetase jäi maapinnast 0,7–1,7 m sügavusele. Mäeeraldisel on mets eemaldamata ja kaevetöid pole tehtud.

Kelberi liivaleiukoht (Sinisalu, 1999) asub Loksast 6,5 km lõunas, Loksas–Valgejõe tee 2. kilomeetrist 100 m lõunas. Karjäär paikneb tasase pinnamoega sanduril. Karjääri mõõtmed on 250×60 m. Kasulikuks kihiks on harvade kruusa teradega eriteraline liiv. Kruus on valdavalt tardkivimilise koostisega. Kasuliku kihi keskmine paksus pealpool veetaset on 3,0 m ja see jätkub 1,0 m allapoole

veetaset. Karjääriala saab laiendada ida suunas, riigi metsamaale (Kõnnu metskond). Karjäär paikneb Lahemaa Rahvuspargi piires, kuid eramaal.

Kiiu kruusaleiukoht (Sinisalu, 1999) asub Valklast 2 km kirde pool Kaarli-Tuuleveski talumaal. Kasulikuks kihiks on Antsülusjärve rannavalli veeriste ja rahnudega kruusliiv paksusega 1,3–4,0 m (keskm. 2,5 m). Kruus sobib peale jämepeuru purustamist teekateteks. Veetase on maapinnast 3,2–6,0 m. Kasuliku kihi lamamiks on savikas-tolmne peenliiv või saviliiv. Peale varu ammendamist taastati karjääriala rohumaaks. Karjääri mõõtmed on 100×100×1,5 m. Kaevandatud materjali maht on 15 000 m³, karjääril on laiendamisvõimalusi lõuna ja ida suunas.

Kosu kruusaleiukoht (Sinisalu, 1999) asub Tallinn–Narva maantee ja Kahala teeristist 3,5 km lõuna-edelas, Kosu külas, riigi metsamaal. Mäeeraldise pindala oli 4,11 ha ja kasulikuks kihiks 1,4–3,4 m (keskm. 2,4 m) paksune, rahnude ja veeristega kruusa lasund. Veetase jäi kasuliku kihi ja lamami (saviliivmoreen) piirile. Kaevandatud ala suurus on 1,5 ha ja keskmine kihi paksus 2 m. Seega on karjäärist kaevandatud ligi 30 000 m³ kruusa (algvaru 100 000 m³). Maardla on kontuurimata ja hakkab võsastuma.

Kulli kruusa- ja liivaleiukoht (Einmann, Gromov, 1974) asub Anija vallas, Aegviidu asulast ligi 9 km põhjas, põhja–lõuna-suunalisel oosil, millega selle kaguosas liitub mõhnastik. Reljeefi kõrguste vahe leiukoha piires on kuni 21,6 m. Maavara on esindatud peene- kuni jämeterise liivaga, milles kohati leidub rikkalikult kruusa teri. Leiukoha pindala on ligi 35 ha, kasuliku kihi paksus 2,5–17,8 m. Katendi, kasvukihi ja orgaanilise aine rikka liiva paksus on 0,2–4,4 m. Kasuliku kihi maht on ligi 2 794 000 m³, millest ligi 25% jääb allapoole püsiva veepinna taset. Kasuliku kihi lõimis on väga muutlik: kruus 0,0–9,8% ning savi- ja tolmuosakeste sisaldus 1,9–12,3%. Peensusmoodul on 1,1–2,77. Leiukoht asub Põhja-Kõrvemaa maastikukaitsealal.

Kullijärve liivaleiukoht (Einmann, Gromov, 1974) asub Anija vallas, Aegviidu asulast ligi 8 km põhja-kirdes, loode-kagu suunalisel lamedal seljandikul, mida ümbritseb soo. Maavara on esindatud peene- kuni jämedateralise liivaga, mis levib ligi 7 ha ja mille paksus varieerub 7,8–17,3 m vahemikus. Kasulik kihti katab 0,6 kuni 1,6 m paksuselt kasvukiht ja selle all leviv orgaanikarikas liiv. Kasulik kiht mahuga ligi 436 000 m³ jääb püsiva veepinna tasemest kõrgemale. Kasuliku kihi lõimis: kruus 0,0–3,2% ning savi- ja tolmuosakeste sisaldus 3,8–11,5%. Liiva peensusmoodul varieerub 1,04 ja 2,52 vahel. Leiukoht paikneb Põhja-Kõrvemaa maastikukaitsealal.

Laane liivaleiukoht (Einmann, Gromov, 1974) asub Anija vallas Aegviidu asulast ligi 7 km põhjas Piibe maanteest algaval kirde-edelasuunalisel mõhnastikul. Maavara on esindatud peene- kuni jämedateralise liivaga, milles kohati esineb kruusa lisand. Kasulik kiht levib ligi 64 ha ja selle paksus varieerub 3,7–18,5 m piirides. Kasulik kihti katab 0,3 kuni 4,1 m paksune kasvukiht ja selle all leviv orgaanilise aine rikas liiv. Kasuliku kihi maht moodustab ligi 6 451 000 m³, millest ligi 29% jääb allapoole püsiva veepinna taset. Kasuliku kihi lõimis: kruus 0,0–27,1% ning savi- ja tolmuosakeste sisaldus 2,1–17,2%. Kasuliku kihi peensusmoodul varieerub 1,00–2,80. Leiukoht paikneb Põhja-Kõrvemaa maastikukaitsealal.

Laudisalu liivaleiukoht (Einmann, Gromov, 1974) asub Anija vallas, Aegviidu asulast ligi 6,5 km põhja-kirdes ja Piibe maanteest ligi 2 km idas asuval kirde-edelasuunalisel mõhnastikul. Reljeefi kõrguste vahe ulatub 20 m. Maavara on esindatud peene- kuni jämedateralise liivaga, milles kohati esineb kruusa lisand. Kasulik kiht levib ligi 31 ha ja selle paksus varieerub 7,9–19,4 m piirides. Kasulik kihti katab 0,1–0,3 m paksune kasvukiht. Kasuliku kihi maht moodustab ligi 4288 000 m³, millest ligi 10% jääb allapoole püsiva veepinna taset. Kasuliku kihi lõimis: kruus 0,0–18,5% ning savi- ja tolmuosakeste sisaldus 3,2–13,4%. Kasuliku kihi peensusmoodul on 0,98–2,93. Leiukoht paikneb Põhja-Kõrvemaa maastikukaitsealal.

Laugaste liivaleiukoht (Einmann, Gromov, 1974) asub Kuusalu vallas Soodla asulast ligi 8 km idas ja samanimelisest jõest ligi 1,5 km põhjas sanduritasandikul. Maavara on esindatud kruusa lisandiga peene- kuni jämedateralise liivaga. 2,6–6,0 meetrine kasulik kiht levib ligi 33 ha ja seda katab 0,4–1,5 m paksune kasvukiht koos selle all leviva orgaanikarikka liivaga. Kasuliku kihi maht on ligi 1 570 000 m³, millest ligi 21% jääb allapoole püsiva veepinna taset. Kasuliku kihi lõimis: kruus 1,0–14,9% ning savi- ja tolmuosakesed 0,4–4,2%. Kasuliku kihi peensusmoodul on 1,46–2,82. Leiukoht paikneb Lahemaa Rahvusparkis.

Maarikoja kruusaleiukoht (Sinisalu, 1999) asub Kuusalust 8 km kirdes, Kolga–Pudisoo maantee 3,4 km kohalt 0,3 km kagus Müürisepa ja Vaino talu maadel. Karjäär pindalaga 2,52 ha asus Litoriinamere rannavallil. Kasulikuks kihiks oli 2 m paksune karbonaatne kruus ja lamamiks liiv. Veetase on kasuliku kihi lamamis. Algne kruusavaru on kaevandatud ja karjääri laiendamise võimalused puuduvad. Kasutusel karjamaana.

Ojamäe liivaleiukoht (Einmann, Gromov, 1974) asub Anija vallas, Aegviidu asulast ligi 5 km kirdes, Piibe maanteest ligi 0,8 km idas asuval mõhnastikul. Maavara on esindatud peene- kuni jämedateralise liivaga, milles kohati esineb kruusa lisand. Kasulik kiht levib ligi 17 ha ja selle paksus on 6,0–16,2 m. Kasvukiht 0,2–0,3 m. Kasuliku kihi maht on ligi 1 878 000 m³, millest ligi 1,2% jääb allapoole püsiva veepinna taset. Kasuliku kihi lõimis: kruus 0,0–40,1% ning savi- ja tolmuosakeste sisaldus 2,9–18% (keskmiselt 9%). Kasuliku kihi peensusmoodul on 0,37–2,00. Leiukoht paikneb Põhja-Kõrvemaa maastikukaitsealal.

Punsu kruusaleiukoht (Sinisalu, 1999) asub Kuusalu alevist 11 km kirdes, Kolga–Pudisoo maantee 3,4 km kohalt 1,1 km kagus, Antsülusjärve terrassil. Karjääri suurus oli 4,4 ha. Kaevandatavaks kihiks oli veeriseid ja paelahmakaid sisaldav kruus paksusega 1,0–3,5 m, pinnasevee tase jäi kaevesügavusest allapoole. Karjääriala on looduslikult rekultiveeritud, laiendamise võimalused praktiliselt puuduvad. Kohalikud elanikud kasutavad karjäärisüvendit prügilana.

Raudoja liivaleiukoht (Sinisalu, 1999) asub Jägala–Aegviidu mnt 20,5 km kohalt 0,3 km vasakul Soodla veehoidla ääres, riigi (metsa) maal. Mäeeraldise suurus oli 14,18 ha ja algvaru 1 020 000 m³. Eraldise lõunapiiril asuva karjääri mõõtmed on 470×110 m ja sügavus u 7 m. Kaevandatud liiva maht on u 300 000 m³. Mäeeraldise kõrgem põhjaosa koosneb kruusa ja veeriseid sisaldavast jämeterisest liivast (8,0–10,5 m), madalam lõunaosa keskterisest liivast (4,7–8,0 m). Liiva lamamiks on möllikas liiv või saviliiv. Kaevandatava liivakihi keskmine paksus on 7,2 m, veetase jääb lamamisse. Liiv sobib kasutamiseks mustsegude koostises, samuti ehitus- ja puisteliivana.

Tuha liivaleiukoht (Sinisalu, 1999) asub Kehrast 6 km põhja pool, Jägala jõe vasakul kaldal. 90% eraldisest paikneb eramaal (Ojamäe talu). Mäeeraldise pindala 8,41 ha ja algvaru 145 000 m³. Materjaliks oli tolmliid ja saviliiv (täitepinnas). Kaevandatava kihi keskmine paksus oli 1,73 m, veetase jäi maapinnast 1,2–2,5 m sügavusele. Kaevetöid on tehtud eraldise lääneserval ligi 2,5 ha suurusel alal. Kaevandatud ala on tasane, üksikute liigniiskete lohudega, kaevandamata osa aga harvade mändidega rohumaal ja on kasutusel karjamaana.

Uuetoa liivaleiukoht (Einmann, Gromov, 1974) asub Loksa vallas Tallinn–Narva maanteest 5 km kaugusel, Loksa maanteest idas sanduritasandikul. Maavara on esindatud peene- kuni jämedateralise liivaga, milles esineb kohati kruusateri. Kasulik kiht levib ligi 40 ha ja selle paksus varieerub 1,6–11,2 m piirides. Kasulikku kihti katab 0,3 kuni 2,0 m paksune kasvukiht koos selle all leviva orgaanilise aine rikka liivaga. Kasulik kiht mahuga ligi 2 376 000 m³ lasub püsiva veepinna tasemest kõrgemal. Kasuliku kihi lõimis: kruus 0,0–1,7% ning savi- ja tolmuosakeste sisaldus 0,1–3,0%. Kasuliku kihi peensusmoodul varieerub 1,27–2,50. Leiukoht paikneb Lahemaa Rahvusparkis.

Virumäe liivaleiukoht (Einmann, Gromov, 1974) asub Kuusalu vallas Tallinn–Loksa ja vana Tallinn–Narva maantee ristis laugel seljandikul. Leiukohast kagus asub endise Harju TREV karjäär.

Maavara on esindatud peene- kuni jämedateralise liivaga, milles esineb kohati kruusateri. Kasulik kiht levib ligi 58 ha ja selle paksus varieerub 1,0–8,6 m. Kasulikku kihti katab 0,4–1,5 m paksune kasvukiht koos selle all leviva orgaanilise aine rikka liivaga. Kasuliku kihi maht on ligi 2 397 000 m³, millest ligi 25% lasub allpool püsivat veepinda. Kasuliku kihi lõimis: kruus 0,0–0,4% ning savi- ja tolmuosakeste sisaldus 0,1–1,7%. Kasuliku kihi peensusmoodul varieerub 1,20–2,43. Leiukoht paikneb Lahemaa Rahvusparkis.

Perspektiivseim, **Maapaju** liiva ja kruusa leiukoht asub olemasolevast, Raudoja karjäärist lõunas, Soodla jõe ja Aavoja vahelisel ligi 6 km² suurusel alal, ning on seotud glatsiofluviaalsete servamoodustiste reaga, mida lääneservas kohati katavad Balti jääjärve liivad. Kasuliku kihi materjal peaks sarnanema Raudoja leiukoha omale ning on ilmselt kirdeosas kruusasem. Puuraugu LA-6 (Suuroja jt, 1997) järgi on kasuliku kihi paksus 4,2 m (veetase 2 m). Mitmed väiksemad liiva-kruusa perspektiivalad on seotud Aegviidu–Paukjärve ooside ja mõhnadega, kuid nende kasutuselevõtt on küsitav keskkonkavitseliste piirangute tõttu (asuvad Põhja-Kõrvemaa maastikukaitsealal).

Turbamaardlad. Riiklikku maavarade registrisse on alal kantud kolm maardlat, mille varu iseloomustab tabel 6.

Tabel 6. Turbamaardlate varu.

Table 6. Reserves of peat included in the State Register of Mineral Resources.

| Maardla nimetus | Varu kategooria | Turba liik | Pindala, ha | Keskmine paksus, m | Varu, tuh. tonni |
|-----------------|----------------------|---------------------------------|-------------|--------------------|------------------|
| Kahala | Kokku: | | 241,38 | 2,1 | 903 |
| | Aktiivne reservvaru | hästilagunenud turvas | 28,10 | 2,1 | 105 |
| | Passiivne reservvaru | vähe- ja hästi lagunenud turvas | 213,28 | 2,1 | 798 |
| | Prognoosvaru | järvemuda | 120,97 | 0,7 | 226 |
| Suru | Kokku: | | 1206 | 4,1 | 5601 |
| | Aktiivne reservvaru | vähelagunenud turvas | 970,2 | 2,8 | 2837 |
| | Passiivne reservvaru | hästilagunenud turvas | 1206 | 1,3 | 2764 |
| Viru | Kokku: | | 178,2 | | 602 |
| | Passiivne reservvaru | vähelagunenud turvas | 155,9 | 2,3 | 262 |
| | | hästilagunenud turvas | 178,2 | 0,9 | 340 |
| | Prognoosvaru | järvemuda | 19,8 | 0,5 | 39 |

Kahala turbamaardla (Registrikaart 0635, 2000; Orru, 1981) asub Kuusalu vallas ja ümbritseb pea ringikujulist Kahala järve. Maardla tööstusliku lasundi pindala on 241,38 ha, selle 0,9 m minimaalpaksuse väliskontuur on samuti küllalt lähedane ringile. Maavara moodustab vähe- ja hästilagunenud turvas ning viimase all lasuv järvemuda kiht. Aiandusturbaks kasutatava vähelagunenud turbalasundi paksus ulatub 1,0 m, selle tuhasus on ligi 1,9% ja pH 2,9. Kütteturbaks sobiva hästilagunenud turbakihi paksus ulatub 4,5 meetrini, selle tuhasus on 7,40% ja pH 4,1. Järvemuda, mille

kihi paksus on 0,5–1,8 m, võib kasutada põlluväetiseks. Maardla asub Lahemaa Rahvuspargi territooriumil.

Suru turbamaardla (Registrikaart 0256, 1998; Noppel, 1973; Orru, 1981) asub Kuusalu vallas Valgejõe ja Soodla jõe vahelisel alal Tallinn–Narva maanteest ligi 6 km lõunas. Maardla tööstusliku lasundi pindala on 1206 ha. Maavara moodustab vähe- ja hästilagunenud turvas. Vähelagunenud turbalasundi paksus varieerub 0,5–4,8 m. Selle keskmine tuhasus on ligi 0,82% ja pH 2,8 ning seda saab kasutada aiandusturbana. Hästilagunenud turbakihi paksus ulatub 3,6 m, selle tuhasus on 3,7% ja pH 4,0. Kuigi selle N sisaldus on kõrge (2,47%), sobib see kütteturbaks. Järvemuda levik on tühine, kihi paksus ulatub ainult 0,2 meetrini. Maardla asub Lahemaa Rahvuspargi territooriumil.

Viru turbamaardla (Registrikaart 0349, 1998; Orru, 1981) asub Kuusalu vallas Kolga ja Pudisoo jõe vahelisel alal Tallinn–Narva maanteest ligi 1 km põhja suunas. Maardla tööstusliku lasundi pindala on 178,2 ha. Maavara moodustab vähe- ja hästilagunenud turvas ning viimase all lasuv järvemuda kiht. Vähelagunenud turbalasundi paksus ulatub 4,4 m, selle tuhasus on väga madal, ligi 0,9% ja pH 3 ning seda kasutati aiandusturbaks. Hästilagunenud turbakihi paksus ulatub 2,8 m, selle tuhasus on 5,2% ja pH 3,4 ning seda kasutati kütteturbaks. Järvemuda, mille kihi paksus varieerub 0,2–1,0 m piires, võib kasutada põlluväetiseks. Maardla asub Lahemaa Rahvuspargi territooriumil.

Turba leiukohad. Allika turbaleiukoht (Veldre, 1993) asub Kuusalust 5 km läänes. Leiukoha keskosas levib siirdesoolasund, äärealadel madalsoolasund. Tööstuslasundi pindala on 24 ha, keskmine turba paksus on 1,23 m. Aktiivne reservvaru on 61 tuh. t. Sobib kütte- ja väetusturba tootmiseks.

Kolga turbaleiukoht (Veldre, 1993) paikneb Kolgaküla ja Kolga vahel, Loksa maanteest 0,5 km läänes. 102 ha suuruse tööstusliku lasundi moodustab keskmiselt 1,47 m paksune rabaturba lasund. Raba ümbritsev madalsoo tööstuslikku tähtsust ei oma. Leiukoha passiivne reservvaru on 224 000 t, sellest alusturvast on 69 000 t ja kütte- ning väetusturvast 115 000 t. Leiukoht asub Lahemaa Rahvuspargi territooriumil.

Kiiu turbaleiukoht (Veldre, 1993) asub Kiiust 1 km kagus. Leiukoha lääneosa on kaetud puisrabaga, mida ümbritseb madalsoolasund. Tööstuslasundi pindala on 63 ha, keskmine turba paksus 1,04 m. Aktiivne reservvaru on 123 000 t, sellest alusturvast 13 000 t. Sobib nii alus- kui ka kütte- ja väetusturbaks.

Külmaalliku turbaleiukoht (Veldre, 1993) asub Kuusalust 4 km lääne-edelas. Leiukoha edelaosas esineb siirdesoolasund, ülejäänud ala hõlmab madalsoolasund. Tööstuslasundi pindala on 124 ha, keskmine turba paksus 1,04 m. Aktiivne reservvaru on 339 000 t. Sobib kütte- ja väetusturba tootmiseks.

Rehatse turbaleiukoht (Orru jt, 1981) asub Kuusalust 3 km edelas. Leiukoha suurus on 112 ha. Turba aktiivne reservvaru on 0,21 mln t, millest alusturvast on 0,04 mln t ning kütteturvast 0,17 mln t. Madalsoolasund koosneb hästilagunenud (48%) puuturbast. Lasundi paksus on 1,2–1,4 m, tuhasus 13,5%, niiskus 83%. Rabalasund levib soo lääneosas ning koosneb fuskumi-, magellaanikumi-, villpea- ja puuturbast. Lasundi paksus on 1,2–2,0 m lagunemisastmega 18%, tuhasus 24%, niiskus 92%. Alusturvast on 73 ha, kihi paksus 0,5–1,1 m.

Taaveti turbaleiukoht (Veldre, 1993) asub Kuusalust 6 km lääne-edelas. Leiukoha põhjaosas esineb raba-segalasund, kaguosas siirdesoolasund. Ülejäänud alal levib madalsoolasund. Tööstuslasundi pindala on 35 ha, keskmine turba paksus 1,59 m. Aktiivne reservvaru on 107 000 t. Sobib kütte- ja väetusturba tootmiseks.

Järvemuda leiukohad. Riiklikku Maavarade Registrisse kantud järvemuda maardlad alal puuduvad.

Kahala järvemuda leiukoht (Sinisalu, 1976) on seotud Kuusalust põhja pool asuva Kahala järve ja seda ümbritseva sooga. Kuni 6,5 m paksune järvemuda kiht hakkas moodustuma Kahala järve eraldumisel Joldiamerest. Tänapäevase, pidevalt kahaneva järve piires on järvemuda lasundi pindala 332,6 ha ja lasundi keskmine paksus 3,4 m. Järve keskmine sügavus on 1,15 m. Järvemuda aktiivne tarbevaru on 3 429 000 t, passiivne tarbevaru 48 000 t, tuhasus 40,4%. Järvest läände ja põhja, Kahala turbamaardla ligi 2 m paksuse turbakihi alla jääva järvemuda varu on iseloomustatud tabelis 2.4. Kahala järve muda pakub tööstuslikku huvi kompleksväetiste, bioloogiliselt aktiivsete ainete jne. tootmise allikana.

Viru turbamaardla alla jääva järvemuda varu suuruseks on 19,8 ha suuruse pindala ja 0,5 m keskmise paksuse juures hinnatud 39 000 t (tabel 2.4). Kõnnu Suursoo ja Koitjärve raba all laiguti leviv järvemuda kiht praktilist tähtsust ei oma. Keskkonnakaitselistest kaalutlustest johtuvalt ei oma praktilist tähtsust ka Põhja-Kõrvemaa senini uurimata väiksemate järvede järvemuda.

Savileiukohad. Kehra savileiukoht (Danilova, 1956) asub Kehrast idas Aavoja jõe mõlemal kaldal. Leiukoha pindala on 8,7 ha. Aktiivne tarbevaru on 68 000 m³, passiivne tarbevaru 13 000 m³. Kasuliku kihi moodustavad jääjärvelised viirsavid paksusega 0,7–1,55 m. Lasundi keskmine paksus 1,2 m. Katendi, jääjärvelise liiva paksus on keskmiselt 1 m. Lamami moodustab saviliivmoreeni. Leiukohta on võimalus laiendada põhja suunas. Leiukoha savi kasutati tellisetootmiseks alates 1900 aastast.

Ehkki kaardilehel võiks, eriti Kehra ümbruses, välja eraldada mitmeid pinnakatte savi perspektiivalasid, on aluspõhjalise savi praktiliselt piiramatute varude olemasolu tõttu Eestis nende praktiline tähtsus kadunud.

Maa-ainese leiukohad. Pillapalus, **Köismäe** talu lähedal on u 100×50 m suuruses omanikuta karjääris 0,4–1,6 m paksuse jääjärvelise liivaka klibu ja liiva all kaevandatud **moreeni** ligi 4 m paksuselt. Materjali on tõenäoliselt kasutatud teetäitena. Praegu kasutatakse karjääri ka prügilana. Ilmselt tasub tulevikus mujalgi otsida moreeni kasutusvõimalusi.

3.GEOMORFOLOOGIA

Ala kaasaegne reljeef (joonis 19) on kujunenud välja Paleogeeni-järgsel perioodil. Piirkonna põhilise reljeefivormi – Põhja-Eesti panga morfoloogiat on põhjalikult uurinud A. Tammekann (1940) ning viimastel aastatel geoloogilise kaardistamise käigus ka K. Suuroja (1997). Lahemaa pinnamoodi ja selle kujunemist uuris seitsmekümnendatel aastatel E. Linkrus. Vaatlusalune piirkond tervikuna kaardistati kuuekümnendatel aastatel mõõtkavas 1:200 000 tollaegse Geoloogia Valitsuse poolt (Jõgi jt, 1966), kusjuures töö täitjaks pinnakatte ja geomorfoloogilise kaardi koostamisel oli G. Eltermann. 1982. aastal valmis Geoloogia Instituudis uurimus teemal “Lõuna-Lahemaa pinnakatte ja pinnamoe kujunemine ning jõgede, järvede ja soode areng” (Karukäpp jt, 1982). Pinnamoe kujunemisest ja põhilistest liustikulise reljeefi vormidest on kokkuvõtlikult juttu A. Raukase, E. Rähni ja A. Miideli raamatus, mis ilmus 1971. a. (Raukas jt, 1971).

Kaardilehe põhjaosas rannaäärse piirkonna reljeefi kujundajaks on olnud Balti meri selle erinevates arengustaadiumites (Linkrus, 1977; 1988). Põhjalikumalt on uuritud vaid Kahala järvenõo geoloogiat (Kessel jt, 1979; Kessel jt, 1982; Saarse jt, 1999; Sinisalu, 1976). Soode uuringud on seotud põhiliselt geoloogiateenistuse töödega (Orru jt, 1981; Veldre ja Salo, 1993).

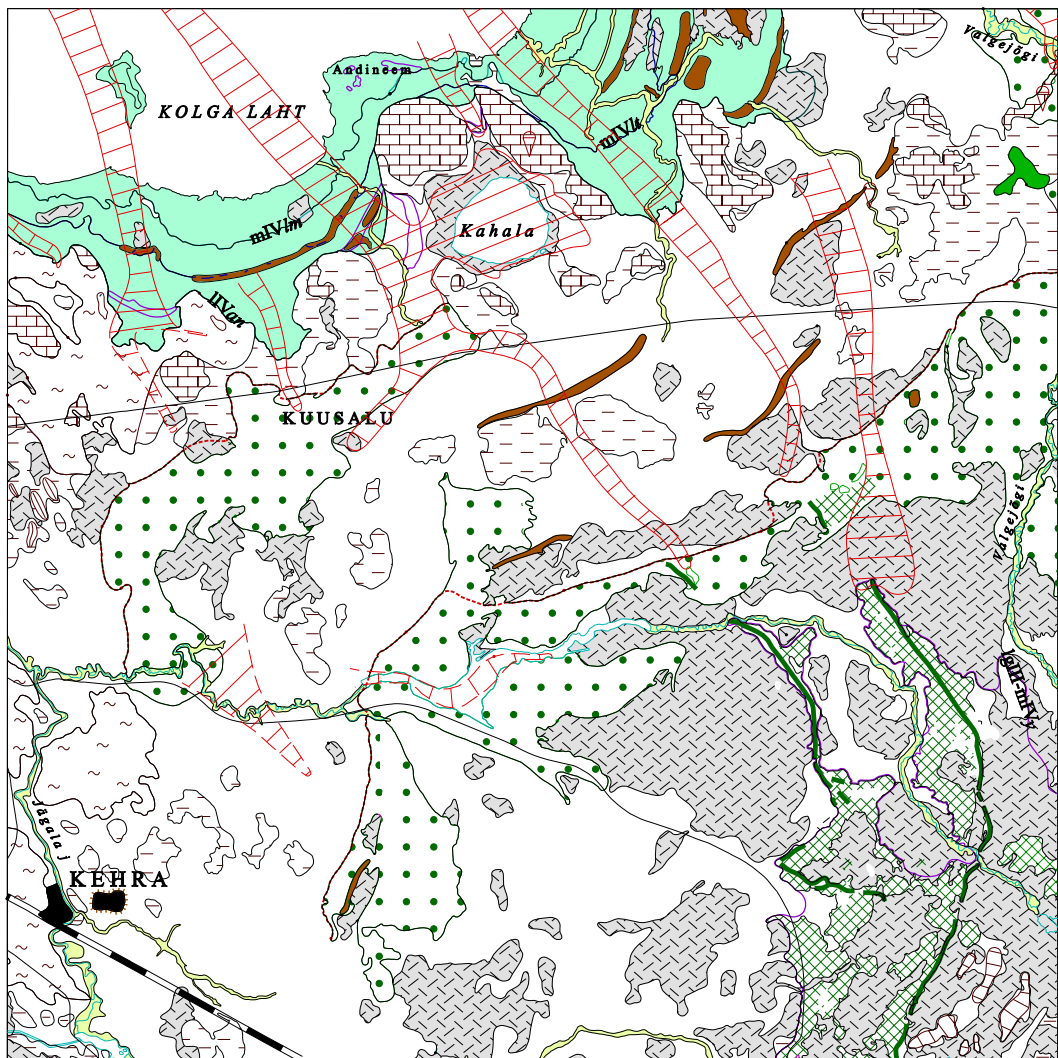
Käesolev geomorfoloogiline kaart ja seletuskiri on koostatud aastail 1994–1996 läbiviidud suuremõõtkavalise (1:25 000) geoloogilise kaardistamise materjalide põhjal (Suuroja jt, 1997), lähtudes sealjuures suuremõõtkavalise (mõõtkavas 1:50 000) geomorfoloogilise kaardi tugilegendist (Kajak jt, 1992).

3.1. JÄÄTUMISEELSE PINNAVORMID

Nõrgalt lõuna suunas kaldu olevate erineva litoloogilise koostisega aluspõhjakihtide selektiivse denudatsiooni tulemusel kujunenud aluspõhja pealispinna reljeef on õhukese pinnakatte tõttu Kehra lehe põhjaosas jälgitav ka tänapäevases reljeefis. Põhilised aluspõhja reljeefi elemendid uuritud alal on: Põhja-Eesti lavamaa, Põhja-Eesti panga esine rannikumadalik ja nende vahele jääv Põhja-Eesti pank oma astangutega. Aluspõhja reljeefi on põhjalikult iseloomustatud peatükis 1.3, ent geomorfoloogia ja ala arenguloo paremaks mõistmiseks on reljeefielementide lühiiseloomustus ära toodud ka alljärgnevalt.

Kirjeldatava ala tähelepanuväärsemaks pinnavormiks on Põhja-Eesti pank, mis sisemaise astanguna moodustab selgelt jälgitava klindiorgude ja -lahtedega tugevasti liigestatud piiri klindiesise madaliku ja Põhja-Eesti lavamaa vahel (foto 25). Sageli on klindias tang terrassiline ja osaliselt mattunud.

Lavamaa laugelt nõlvalt algavad mattunud orud kujunesid põhiliselt jõgede erosiooni tulemusel, hiljem süvendasid neid pealetungivad liustikud. Need on nii Pleistotseeni kui ka Holotseeni setetega täidetud ning ei ole tavaliselt nüüdisreljeefis jälgitavad. Läänepoolseim mattunud orgudest on Kiiu 80 m sügavune mattunud org. 2 km ida pool asub suhteliselt lühike (3 km) ja madal (20 m) Kuusalu mattunud org. Mähuste järvede lähedalt alguse saav, kagu-edela suunaline ja ligi 8 km pikkune Hirvli mattunud org on keerulisema konfiguratsiooniga. Lavamaa piires umbes 500 m laiune org liitub enne Hirvli klindilahte läänepoolse haruga ja selle laius kasvab klindiesisel madalikul ligi 1,2 kilomeetrini. Kahala järve kohal läbib org samanimelist klindilahte. Oru täiteks on põhiliselt peenterised jääjärvelised liivad ja möllid. Oru maksimaalne sügavus on kuni 80 m. Liiapeksist loodes suundub Kolga lahte Pudisoo mattunud org. Oru sügavus on kuni 70 m ja selle täiteks põhiliselt Balti mere erinevatest arengustaadiumitest pärit liivad ja möllid. Liidiakõrve klindilahte suubub Järvi järvestiku lähedalt algav 11 km pikkune ja liivakate setete ning moreeniga täidetud Kemba ürgorg.



Joonis 19. Geomorfoloogia skemaatiline kaart.
Figure 19. Schematic geomorphological map.

3.2. LIUSTIKULISED PINNAVORMID

Põhiliseks reljeefi kujundavaks teguriks alal on olnud Pleistotseeni jäätumine. Kuna Alam-Pleistotseeni setteid alal ei ole, siis puuduvad ka andmed tolleaegset reljeefi kujundanud või mõjutanud teguritest. Nii nagu kogu Põhja-Eestis, on ka siin liustiku kõige olulisemaks reljeefi kujundavaks teguriks olnud kulutus ehk eksaratsioon. Tõenäoliselt paiknes ala liustiku eksaratsiooni piirkonnas ka viimastele jäätumistele (Valdai, Weichel) eelnenud jääaegadel. Liustiku kulutusvormidest on olulisemad Põhja-Eesti lavamaa kulutatud pealispind, eksaratsiooninõod või vagumused klindilahtede näol, mis eraldavad klindineemikuid. Väiksemaid liustiku kulutusvorme – jääkünde, -vagusid ja jääkriime on säilinud vähe. Õhukese pinnakatte tõttu on lubjakivi pealispind porsunud ja jääkriimud hävinud. Jääkriime on leitud vaid Vasaristi lubjakivi karjääri lähedal. Liustiku ja sulaveesetete kuhjumine algas Põhja-Eestis alles hilisjäajal ja seega kujunes ka kirjeldatava piirkonna liustikuline reljeef välja põhiliselt Ülem-Pleistotseenis.

Glatsiaalsete ehk liustikutekkeliste moodustiste hulka kuuluvad voorestikud, lainjas moreenreljeef ja moreentasandikud. Liustiku pealetungi ajal kujunenud Raasiku voorestiku kõige idapoolsemad üksikud väikevoored jäävad ka kaardilehele, Taaveti, Alliku ja Külmaalliku soode vahelisele alale. Loode-kagu suunalised väljavenitatud voored on laugete nõlvadega ja mõõtmetelt väikesed: pikkus 0,5–0,6 km, laius 0,25 km, suhteline kõrgus <5 m.

Liustiku hääbumisel kujunenud moreentasandikud levivad kaardilehe lääneosas Kiiu, Kehra ja Lilli ümbruses, aga ka Kõnnu lähedal ning klindineemikute servaaladel (foto 10). Need on ala lääneosas tavaliselt lainja pinnamoega. Moreenikihi paksus on siin enamasti <5 m, klindineemikute piirkonnas 1–1,5 m. Tavaliselt kannavad moreentasandikud abrasiooni jälgi (kivikülvid), olles allunud pika aja jooksul jääjärvede kulutusele.

Glatsiofluviaalsed ehk liustikujõetekkelised pinnavormid on esindatud akumulatiivsete liustikusiseste (oosid, mõhnad) ja -esiste (deltad) moodustistega. Pikad oosahelikud levivad ala kaguosas (Aegviidu–Paukjärve oosistiku kesk- ja põhjaosa). Need moodustused liustiku pikilõheded jämeda purdmaterjali sissekande tulemusena. Liustiku aktiivse sulamise tõttu lõhed laienesid ja kujunesid lõhetsoonid, kuhu kuhjusid omakorda mõhnastikud (Jussi–Paukjärve, Pühamäe).

Aegviidu–Paukjärve 2 paralleelset oosahelikku kulgevad kaarjalt peaaegu 14 km ulatuses. Mähuste ja Pühamäe oosid on eelnimetatud oosahelike kõige põhjapoolsemad osad. Kaarte vaheline kaugus on siin 3–4 km. Ooside kõrgus on kuni 20 m (tasemel 90 m ümp). Oosid on kitsad, järsunõlvilised, sümmeetrilised (fotod 14, 15). Ooside jämedateraliste setete kihilisus on muutlik, valdavalt siiski põimjas. Oosi nõlvad on sageli kallakkihilised (Raukas jt, 1971). Aegviidu–Paukjärve kahe paralleelse oosaheliku vahelisel alal asub oossüsteemiga tihedalt seotud Jussi–Paukjärve mõhnastik (foto 18). Mõhnastik koosneb erineva kuju ja suurusega üksteisest sageli rabalaikudega eraldatud platoo-, valli- või kuplilaadsetest mõhnadest. Platoolaadsed mõhnad on korrapärase ümara põhiplaani ja nende suhteline kõrgus 15–20 m (90–93 m ümp). Valli- ja kuplilaadsed mõhnad on madalamad ning paiknevad hajusalt. Mõhnad koosnevad enamasti eriterisest liivast, kohati vähese, hästi ümardatud kruusa ja üksikute veeristega.

Kemba glatsiofluviaalne delta kujunes Raudoja–Kemba joonel asunud liustikuserva sulamisel Kemba jääjärve kandunud eriteriste liivade ja kruusa settimise tulemusena. Kaasaegses reljeefis hästi jälgitav delta põhja- ja loodeserv märgib kontakti kunagise liustiku servaga (foto 14). Kemba küla lähistel on deltasetete pealispind 74 m ümp. Kemba delta kujutab endast nn klassikalist deltat, koosnedes põhja-, frontaal- ja kattekihist kõrgusel 70–75 m ümp. Kohati on delta liiva-kruusaväljade pealispind liigestatud väikeste läbimurde orgudega.

Liustiku uus pealetung Palivere staadiumil oli suhteliselt nõrk, jäädes peatuma Soodla–Kiiu–Kuusalu joonel ning kujundades sulades Soodla–Kiiu–Kuusalu deltat. Delta pealispind on 40–57 m ümp

tasemel. Delta seteteks on valdavalt põimjaskihilised, eriterised, kruusa lisandiga liivad paksusega 10–15 m, mis on kaetud omakorda sorteerimata liivadega. Rohkesti on termokarstilisi struktuure ja lohke.

Glatsiolakustrilised ehk jääjärvelised reljeefivormid on alal esindatud jääjärveliste tasandikega. Voose jääjärve akumulatiivsed tasandikud levivad piiratud alal, kaardilehe kaguosas tasemel 75–86 m ümp. Peeneteralisest liivast moodustunud akumulatiivsed tasandikud kujunesid moreentasandike suurematesse lamedatesse nõgudesse, mis on nüüd sageli soostunud.

Liustikuserva sulades umbes 12 000 aasta eest, liitusid ida ja lääne pool asuvad jääjärved kokku Pandivere kõrgustiku põhjanõlval Männikvälja–Uljaste piirkonnas, moodustades ühtse veekogu – Kemba jääpaisjärve. Selle veetase alanes kiiresti pärast jääserva taandumist Raudoja–Kemba joonelt Põhja-Eesti panga joonele või isegi veelgi kaugemale – Soome lahte. Kõige ulatuslikum Balti jääjärve transgressioon (BI) toimus seoses Salpausselkä liustikuserva pealetungiga (S_{SI}) 11 000 aasta eest (Donner ja Raukas, 1989). Balti jääjärve ulatus siis Kemba delta põhjapiirini ja selle rannaastanguid on leitud tasemelt kuni 67 m ümp (Karukäpp, 1982). Jääjärve hilisematest ja madalamatest tasemetest annavad tunnistust luitevallid Raudojal (tasemel 66 m ümp), Hirvliis (52,5 m ümp), Kõnnus (55 m ümp) ja Virusoos (55 m ümp). Tänapäevases reljeefis on jääjärve erinevate staadiumite rannajooni tähistavaid rannamoodustisi vähe ja need levivad katkendlikult. Seetõttu on geomorfoloogilisel kaardil ulatuslikud jääjärvelised tasandikud esitatud liigestamata kujul. Samadel põhjustel on välja eraldamata ka Joldia mere reljeefivormid.

Jääjärvelised, enamasti peeneliivast, vahel ka kruusaga eriteralisest liivast ning Pillapalu ümbruses mõllist moodustunud akumulatiivsed tasandikud asuvad absoluutsel kõrgusel 34–74 m. Abrasioonilised vormid on samadel kõrgustel paiknevad moreen- ja deltatasandikud, mis on allunud jääjärve abrasioonilisele tegevusele, mille tulemusena on lähtematerjalist peenem materjal välja uhutud ja edasi kantud reljeefi lohkudesse. Abrasiooni tunnusteks on kiviülevõid Kõnnu lähedal. Rannavormidest väärivad äramärkimist Joldia mere põiksäärred Kahala klindilahes Tsitre klindisaare ja Loo klindineemiku vahel ning Tsitre klindisaare ja Muuksi klindineemiku vahel. Põiksäärred asuvad absoluutsel kõrgusel umbes 33–36 m ning koosnevad kruusast ja veeristest. Aluseks esitatud seisukohale on Pre-Boreaali setete kindlakstegemine Kahala nüüdisaegses järvenõos (Saarse jt, 1999). Tsitre klindisaare ja Loo klindineemiku vaheline 1,5 km pikkune põiksäär on tänapäevases reljeefis jälgitav luigestunud künnistena.

3.3. HOLOTSEENI PINNAVORMID

Holotseeni reljeefi edasist kujunemist on mõjutanud enamasti Balti mere areng. Olulised pinnavormid kujunesid ka järvede, jõgede, põhjavee, soostumise ja tuule mõjul.

Antsülusjärve akumulatiivsed tasandikud moodustavad Põhja-Eesti panga esise madaliku kõrgeima (tasemel 22–34 m ümp), väikese merepoolse kallakusega terrassi. Selle laius on ligi 1,2 km, laienedes Kolga ümbruses kuni 3,5 kilomeetrini. Terrassi reljeef on tasane, üksikute luigestunud põiksäärte ja barridega ning väikeste soolaikudega nende vahel. Enam on luigestunud barrid levinud Pudisoost lääne pool, Hara soost lõunas. Barride kõrguseks on 0,5–4 m, nõlvade kallakus 5–18° ja need koosnevad põhiliselt peeneteralisest liivast. Sõitme klindineemiku ja Tsitre klindisaare vahel on 1,5 km pikkune ja kuni 4,5 m kõrgune luigestunud põiksäär. Suhteliselt madal (0,5–2,5 m) põiksäär on kuhjunud Kiiu klindilakte ja see koosneb hästi kulutatud jämedateralisest materjalist – munakatega kruusveeristikust.

Litoriinamere akumulatiivne terrass asub Põhja-Eesti panga esisel madalikul ja Pedassaare keskosas tasemel 10–22 m ümp. Selle laius ulatub Pudisoo lähedal 2 km-ni. Terrassi pealispind on tasane, meresuunalise kallakusega, olles liigestatud üksikute luigestunud barride ja soostunud aladega. 3–4 m kõrgused luigestunud rannabarrid on laiemalt levinud Pudisoo küla ümbruses. Litoriinamere abrasiooniliste pinnavormidena võib vaadelda abradeeritud väikesi moreentasandikke Salmistu lähedal ja

Muuksi klindineemiku nõlva all. Litoriinamere abrasioon on mõjutanud ka klindiastringut Tsitre klindisaare põhjanõlval.

Limneamere akumulatiivne tasandik moodustab kaasaegse Soome lahe kaldal 1–1,5 km laiuse terrassi tasemel ligi 10 m ümp. Selle piires on Andineemel madalamaid rannavalle. Suurim neist on ligi 1 km pikkune ja kuni 5 m kõrgune ning see koosneb kruusveeristikust. Salmistu lähedal liigestavad tasandikku madalad lited. K. Orviku järgi on kaasaegne Kolga lahe rand kirjeldatava ala piires tüüpiline õgvenduv laheline kulutus-kuhjerannik (Lutt ja Raukas, 1993). Pärispea poolsaare ranniku murrutusel moodustuv settematerjal, valdavalt liiv, liigub lainetuse ja hoovuste mõjul piki rannikut Kolga lahe lõunaossa, moodustades seal ulatuslikul alal liivarandlaid. Pedassaare põhjaosas (foto 22) ja Andineeme ning Tsitre vahelisel alal on randla kruus-veeristikuline.

Elloetletud pinnavormid kujunesid meres, ent alal leidub ka kontinentaalsetes tingimustes moodustunud reljeefivorme (jõeorud, karst, järvetasandikud, lited, sootasandikud), mis hakkasid välja kujunema niipea, kui piirkond vabanes lausalise jää- ja veekihi alt. Tähelepanuväärsemad neist on **jõeorud**. Ala läbib 4 jõge: Sõitme, Pudisoo, Valgejõgi ja Jägala. Pudisoo oru sügavus Loksa ja Narva maantee vahelisel alal on kuni 20 m, laius seevastu aga mitte üle 200 m. Pudisoo, nagu ka Sõitme jõgi, erodeerib peamiselt liivakaid-kruusakaid setteid. Soodla jõgi voolab ala piires põhiliselt idast läände, suubudes Jägala jõkke. Viimasest jääb alale vaid keskjooks. Soodla jõel on lavamaa tasasel alal kulgeva jõe tüüpiline meandreerunud säng, mis ala lääneosas erodeerib jääjärvelisi setteid ja moreeni, aga idaosas põhiliselt glatsiofluviaalseid setteid. Jägala jõgi on Kaunissaare–Soodla vahelisel alal lõikunud jääjärvelistesse liivadesse, aga ka moreeni ja aluspõhja kivimitesse. Valgejõe org omab meandreerunud sängi, mis on erodeeritud põhiliselt liivadesse. Ilmekas on Vasaristi oja V-kujuline sissevool Valgejõkke, mille oru sügavus ulatub 30 m-ni ja laius mitte üle 100 m. Aluspõhja kivimitesse lõikunud kanjonilaadses Vasaristi orus on kolmeastmeline ja 3,2 meetrise langusega joastik – looduskaitsealune ja üks maalilisemaid Eestis.

Lavamaa piires esineb alal ka **karsti**, millest üheks ilmekamaks näiteks on Vasaristi oja, mis Valgejõe–Loksa tee ümbruses voolab 150 m ulatuses maa all. Neelulehter, läbimõõduga 6–7 m, paikneb oja sängis. Üks suuremaid on veel Muuksi karstinõgu. See on panga lähedasel loopealsel asuv 250 m laiune ja 300 m pikkune ning 4,5 m sügavune, suhteliselt järskude nõlvadega.

Järvenõgude käsitlemisel on otstarbekas eristada kahte tüüpi järvi:

- 1) järved, mille areng oli tihedalt seotud Balti merega;
- 2) järved, mis jäid kohalike jääjärvede levialale.

Esimesse rühma kuulub ala suurim järv – Kahala järv (pikkus 2,4 km, laius 2,0 km, pindala 349,9 ha). Kahala klindilahes asuva Kahala järve nõgu on ümara põhiplaaniga ja väga lame. Järvenõgu on osaliselt täitunud järvesetetega ja soostunud.

Teise rühma kuuluvad Järvi, Jussi ja Paukjärve järved ning Mähuste järv. Nende järvenõgude kujunemine algas liustiku taganemise Pandivere staadiumil. Glatsiaalsed nõod kujunesid hilisglatsiaalsel liustiku eksaratsiooni ja liustikusetete ebahütlase akumulatsiooni tulemusena. Jääjärvede vesi ujutas üle ka glatsiodepressioonilised nõod. Mandrijää kiire taandumine ja veetaseme alanemine põhjustas väikeste, hilisglatsiaalsete järvede tekkimise. Lõpliku kuju võisid glatsiokarstilised järvenõod omandada võib-olla alles Holotseeni alguseks. Selle järvegrupi järvede pindalad ja sügavused on väikesed, sest järvenõod on nüüdisajaks täitunud mitme meetri paksuselt järvemudaga. Need, harva üle 500 m pikad järvenõod on enamasti piklik-ovaalse põhijoonisega.

Tehisliku tekkega on Soodla, Aavoja ja Kaunissaare veehoidlad. Neist suurima, Soodla veehoidla pikkus on ligi 7 km.

Tuuletekkeliste reljeefivormide – rannaluitevallide ja luiteahelike levik alal on suhteliselt lai, seda eriti Pudisoo jõe ümbruses. Vanimad luitevallid on seotud Kemba jääjärve rannajoonega, paiknedes

tasemel 74–75 m ümp. Luitevallid paiknevad kõrgustel 68–70, 64–68, 52–55 m ümp (Balti jääjärve luited), 33–38 m ümp (Antsülusjärve luited), 17–24 m ümp (Litoriinamere luited) ja 6–11 m ümp (Limneamere luited). Luitevallide pikkus ulatub 350 meetrini, laius on tavaliselt aga mõnikümmend meetrit. Vall-luited esinevad luiteahelikes kulissitaoliselt, tihti ka valdavatest tuultest mõjutatud hajusate vallidena.

Sootasandikud on alal levinuimad holotseensed pinnavormid. Suurimad sood: Koitjärve soo, Kõnnu Suursoo, Võhmuta raba, Riistakõrve raba on genesilt vanemad – pärit boreaalsest kliimastaadiumist. Viru soo tekkis veidi hiljem – Atlantilise kliimastaadiumi keskel ja Kahala soo Sub-Boreaalse kliimastaadiumi algul. Olenemata soode vanusest on nende areng alanud enamasti siirdesoostaadiumist ja vaid Kahala soos on kõige alumiseks kihiks madalsooturvas, mis viitab suhteliselt vaestele toitumistingimustele nende tekke ajal. Järvelise tekkega on Kõnnu Suursoo, Viru raba ja Kahala soo. Rabafaasi on sood jõudnud kas Atlantilise kliimastaadiumi algul (Koitjärve) ja lõpul (Viru) või siis Sub-Atlantilise kliimastaadiumi lõpul (Kahala). Sootasandikest on enamlevinud kumera pealispinnaga rabatasandikud, mida omakorda liigestab künklik peenar-mikroreljeef väikeste rabajärvekestega (foto 24). Madalsootasandikud, mis tihti ääristavad rabatasandikke, on tavaliselt väiksema ulatusega, kuid see-eest esineb neid arvukamalt. Viimaste makroreljeef on tasane, mikroreljeef – mättaline.

Suurimad **tehnogeensed pinnavormid** alal on 250 m laiune ja 500 m pikkune Kehra prügimägi ning 625 m pikkune ja 375 m laiune ning enam kui 10 meetri kõrgune Kehra settebassein-platoo.

4. HÜDROGEOLOOGIA JA PÕHJAVEE KAITSTUS

Hüdrogeoloogiline ja põhjavee kaitstuse kaart on koostatud, nii nagu teisedki, suures osas sissejuhatuses mainitud keskmise- ja suuremõõtkavalise geoloogilise kaardistamise kui ka otsingu- ja uuringutööde materjalide põhjal. Lisaks on kasutatud veel Lahemaa Rahvusparki territooriumil toimunud TA GI uurimistöid (Karise jt, 1979; Kink, 1990; Kink, 1992) ning suuremates asulates läbi viidud põhjavee keemilise koostise uuringute (Savitskaja jt, 2000; Savitskaja jt, 1997; Tennokesse jt, 1991) materjale. Puuraukudest on hüdrogeoloogiline andmestik 20 puuraugu kohta maaparandusobjektide uuringuilt, lisaks veel 20 puurauku Lahemaa põhjavee seirevõrgus, 17 põlevkiviuringute ja 2 süvakaardistamise puurauku Hirvlist ja Puidisoolt. Valdav andmestik pärineb aga 180-st andmebaasi "Põhjavesi – Puurkaev" kantud hüdroandmestikuga tarbepuurkaevust. Veepunktide keskmine tihedus on 1 puurkaev 3 km² kohta, kuid põhiline osa neist paikneb tihedama asustusega põhja- ja lääneosas.

Kaardil on kujutatud põhiliselt kivimite kollektoromadusi ja nende veeandvust. Selle koostamisel on kasutatud rahvusvahelist tugilegendit "Hydrogeological Maps. A Guide and a Standard Legend" (Struckmeier, Margat, 1995) ja Eesti hüdrogeoloogilise kaardi M 1:400 000 (Perens, 1998) legendi, kusjuures põhiliseks on jäänud ikkagi Eesti hüdrogeoloogilise kaardi M 1:50 000 tugilegend (Kajak jt, 1992). Ala paikneb Balti arteesiabasseini loodeosas, kus põhjavesi esineb pinnakattes, aluspõhja ja kristalse aluskorra kivimeis. Suurima mahu ja levialaga neist on aluspõhja kivimitega seotud põhjavesi. Ala hüdrostratigraafiline liigestus on toodud tabelis 7.

Kvaternaari (pinnakatte) setetes esinevad valdavalt surveta vett sisaldavad ja vahetult meteoroloogilistele mõjuritele alluvad poorsed põhjaveekihi. Pinnakattes tungib kogu infiltratsioon ja seda läbib suurem osa põhjavee äravoolust. Pinnakatte ülemine osa või kohati kogu pinnakate kuulub aeratsioonivöösse, kus peale filtratsioonivoolude liigub hulk vett auruna või kapillaarjõudude toimel. Suuremal osal alast esineb maapinnalt esimene aluspõhjaline veekiht Ordoviitsiumi lõhelistes ja karstunud karbonaatseis kivimeis, kus põhjavee liikumise kiirus on suur lõhedes ja maapinnalähedastes karstiõõnsustes. Ala põhjaosas moodustavad esimese maapinnalähedase aluspõhjalise veekihi poorsed terrigeensed kivimid ja mõnevõrra kõrgendatud mineraalsusega vee liikumiskiirus on väike. Aluskorra lõhedes esinev kõrgendatud mineraalsusega vesi on praktiliselt liikumatu.

Veepidemetena eristatakse (Perens, Vallner, 1997) kihte, mille transversaalne filtratsioonikoefitsient (K) on väiksem kui 10^{-2} m/d. Tegelik veevarustuse seisukohalt eristatakse piisavalt vettandvaid veekihte ning veekomplekse (kaevude valdav erideebit $q > 0,1$ l/(s×m) > 10 m³/d, $K > 1$ m/d) ning nõrgalt vettandvaid veekihte ja veekomplekse ($q < 0,1$ l/(s×m), $K < 1$ m/d) (Perens, 1998). Erideebitina tähistatakse kaevu tootlikkust (l/s) veetaseme alandamisel 1 meetri võrra pumpamise käigus (tootlikkuse jagatis üldise taseme alanemisega). Filtratsioonikoefitsiendina (K) mõistetakse kivimi või sette omadust lasta endast läbi gravitatsioonivett. Filtratsioonikoefitsient võib olla erinev (tavaliselt karbonaatses kompleksis) kihipindadega ristuv (transversaalne) suunas ning nendega paralleelses (lateraalses) suunas ja ta mõõtühikuks on m/ööpäevas (m/d). Tootlikkuse mõõtühikuna kasutatakse veetarbimises lisaks l/s ka m³/ööpäevas (m³/d).

4.1. KVATERNAARI VEEKOMPLEKS

Kvaternaari veekompleksi, vaatamata sellele, et glatsiofluviaalsete setete levialal on see veerikas, suurimaks puuduseks on selle väike reostustaluvus. Kaardil on veekompleks eristatud vaid kinnitatud varuga alal. Lisaks on kaardil erineva tingmäärgiga toodud Kemba sanduriala piires geofüüsikaliste meetoditega detailselt uuritud piirkond perspektiivsena veekompleksi tarbimiseks (Savitski jt, 1993) ning mattunud orud, milledes võivad olla veevarustuse allikaks glatsiofluviaalsed setted. Enamik allpool kirjeldamist leidvaid

Tabel 7. Hüdrostratigraafiline liigestus (Perens, Vallner 1997, Perens 1998, muudatustega).

Table 7. Hydrostratigraphical units (after Perens, Vallner 1997, Perens 1998).

| Regio- naalne strat. skeem | Koha- likud ühikud | Hüdrogeoloogilised stratoniid | | | Val- dav pak- sus, m | Vee- tase maa- pinnast, m | Deebit, l/s | Alandus, m | Eri- deebit, l/s×m |
|---|--|--|---|-----------------------|----------------------------------|---------------------------------------|----------------|---------------|--------------------------|
| | | Lades- tu | Kihistu | Vee- komp- leks | | | | | |
| Kvater- naar Q | Holot- seen | Kvater- naari (Q) | soosetted (bQ _{IV}) | | 2–6 | 0,1–0,5 | 0,01–0,05 | 0,5–1,0 | <0,1 |
| | | | jõesetted (aQ _{IV}) | | 2–3 | 0,1–1 | | | |
| | | | meresetted (mQ _{IV}) | | 2–5 | 1–3 | 0,01–0,1 | 0,3–0,5 | 0,05–0,2 |
| | Järva | | jääjärve setted (lgQ _{III}) | | 2–4 | 1–2 | 0,02–0,03 | 0,5–1,0 | <0,1 |
| | | | jääjärveline savi (lgQ _{III}) | | 2–10 | | | | |
| | | | glatsiofluviaalsed (liustikujõe) setted (fQ _{III}) | | 5–30 | 0,5–7 | 0,1–8 | 0,2–15 | 0,2–1,5 |
| | glatsigeensed (moreen) setted (fQ _{III}) | | | 2–5 | 1–4 | 0,01–0,2 | 0,5–2 | <0,1 | |
| | | glatsigeensed (moreen) setted (gQ _{III}) | | 2–10 | | | | | |
| Ordoviit- sium O ₂₋₃ | Kalla- | Ordoviit- siumi- (O) | Ordoviitsiumi liigestamata | | 10–60 | +0,5–5 | 0,5–5 | 1–10 | 0,1–1,5 |
| O ₁ | | | Ordoviitsiumi veepide (O) | | 3–6 | | | | |
| Kamb- rium Є ₁ | vere- Tiskre | Ordoviit- siumi- Kamb- riumi (O–Є) | Ordoviitsiumi- Kambrium (O–Є) | | 20–25 | 5–15 | 1–5 | 5–10 | 0,1–0,4 |
| | Lükati Lontova | | regionaalne veepide (Є ₁ lk–Є ₁ ln) | | 25–80 | | | | |
| Vend V ₂ | Voronka | Kamb- rium Vendi (Є–V) | Voronka (V ₂ vr) | | 30–40 | 2–60 | 1–6 | 1–10 | 0,2–1,0 |
| | Kotlin | | väljasuiduv veepide (V ₂ vrS–kt) | | 0–8 | | | | |
| | Gdov | | Gdov (V ₂ gd) | | 20–30 | 5–60 | 1–5 | 2–5 | 1,5–2,5 |
| Paleo- protero- soikum PR ₁ | | | aluskorra murenemis- kooriku ja lõhelise vööndi põhjavesi (PR ₁) | lõhedeta aluskord | 15–25 | 20–65 | 0,1–1,0 | 10–30 | 0,003– 0,005 |

veekihte on olulise põhjaveevaruta ega ole kaardil kujutatud, kuid setete levikut võib jälgida kaardikomplekti pinnakatte kaardil ja läbilõigetel.

Soosetete (bQ_{IV}) veekiht levib kaardi ida- ja lõunaosas ning kohati ka Põhja-Eesti panga esisel alal. Veetaseme sügavus looduslikus seisundis soodes ei ületa poolt meetrit ja veekihi tusedus, olenevalt turbalasuundi paksusest, on 2–4 m. Filtratsioonikoefitsient (K) oleneb turba lagunemisastmest ja ulatub keskmiselt 0,01–0,1 m/d hästilagunenud turbas kuni 1 m/d vähelagunenud (suurem K on iseloomulik madalsooturbale). Turvas on suure veemahtuvusega, kuid kogu sademete filtratsioon ja äravool ning aurumine rabades on seotud ligi 0,5 m tusedusega ülemise turbakihi ehk akrotelmiga. Looduslik rabavesi on happelise reaktsiooniga (pH 4), lämmastikühendite rikas (NH⁺₄ keskmiselt 0,97 mg/l Viru rabas) ning mineraalainevaene (Cl⁻ ja SO²⁻₄ 2–4 mg/l, Koitjärve rabas kloriide laugaste vees vaid 0,2 mg/l) (Kink jt, 1998). Mineraalainete üldsisaldus on põhjaveelise toitumisega madal soodes 0,1–0,4 g/l. Praktiliselt kasutatust soosetete veekiht ei ole leidnud. 1983. aastast tegutsenud Viru raba vaatlusvõrk lülitati Lahemaa riiklikku seirevõrku 1992. aastal (Kink, 1992).

Meresetete (mQ_{IV}) veekiht levib ala põhjaosas ja vettkandvaks on siin peene- ja keskterised liivad. Vesi on survetu ja veetase, olenevalt reljefist, on 1–3 m. Setete filtratsioonikoefitsient on kõikuv: 0,1–1 m/d peenteristel ja kuni 5 m/d keskteristel liivadel, kuid jämeteriste liivade esinedes ulatub max 20–30 m/d. Lisaks sademete veele toitub veekiht klindiesisel madalikul aluspõhja veekompleksidest nende väljealal. Vesi on HCO₃-Ca-tüüpi klindiesisel ning HCO₃-SO₄-Na-Ca-tüüpi rannikul ja Pedassaarel, kusjuures valdavaks tarbimismooduseks on madalad salvkaevud. Laialdasemat kasutamist takistab kõrge reostutundlikkus ja veekihi väike tusedus.

Jääjärve setete (lgQ_{III}) veekiht levib ala kesk- ja lõunaosas. Vettsisaldavad on peen- ja ülipeenliivad (K=0,1–1 m/d ning vaid Soodla veehoidla ümbruses ligi 5 m/d). Vesi on survetu ja muutliku keemilise koostisega, valdavaks aga HCO₃-Cl-Ca-tüüp. Tarbitakse üksikute salvkaevudega.

Moreeni (glatsigeensete setete – gQ_{III}) veekihti ekspluateeritakse arvukate salvkaevudega. Veekiht on survetu, levib praktiliselt vaid Põhja-Eesti lavamaal ning üksnes maetud orgudes, liivakates läätsedes, võib olla surveiline. Valdavalt on vettsisaldavaks vaid alumine, lokaalmoreeni (<2 m) osa või üksikud moreenis esinevad liivaläätсед. Vesi on HCO₃-Ca- ja HCO₃-Ca-Mg-tüüpi, kare, kõrge rauasisaldusega. Tavaliselt on moreenid veevaesed (K=0,1–1 m/d) ja nendes olevad kaevud võivad suviti kuivada. Põhiliselt võib aga moreeni käsitleda suhtelise (nõrga) veepidemena kuni väga väikese läbilaskvusega veekihina ja filtratsioonikoefitsient küünib liivsavimoreenidel 10⁻³ m/d ja valdavatel saviliivmoreenidel 10⁻²–10⁻¹ m/d. Põhja-Eesti panga esisel alal on moreen savikas, olles suhteliseks veepidemeks.

Glatsiofluviaalsete (fQ_{III}) setete veekiht on pinnakatte vee põhiline mahutaja. Kui oosid on praktiliselt veetud ja tasandikel pakub see veekiht, tingituna väikesest paksusest, huvi vaid üksiktarbijatele (salvkaevud), siis mattunud orgude ning sanduritega on seotud juba tähelepanuväärsed vee kogused. Eriteristest liivadest koosneva lasundi filtratsioonikoefitsient K=5–10 m/d, ulatudes Soodla veehoidla ümbruses ja Kupu veehaardel 25–30 m/d. Suuremal osal alast on veekiht survetu. Kembra–Kahala joonest põhja pool on mattunud orgudes vesi surveiline ja ka lõunapoolseis sandureis on vesi kohati surveiline (seda savikate vahekihtide esinemisel). Vesi on HCO₃-Ca-Mg- või reostununa HCO₃-Cl-Ca-Na-tüüpi, ülimage, suure rauasisaldusega (kohati üle 1 mg/l). Tallinna vesivarustuse uuringutega (Savitski, 1993), millest põhiosa moodustasid geofüüsikalised uuringud, pakuti veekihi võimalikuks tarbevaruks Kuusalu–Valgejõe vahelisel alal 25 000 m³/d looduslikul toitumisel ja varu kunstlikul täiendamisel Valgejõe veega kuni 50 000 m³/d. Kvaternaari veekompleksi kaardile kandmist sandurite piirkonnas takistavad nelja kaasnunud katsepumpamise tulemused. Nii saadi vaid Mähuste järve kaldal asuvast puuraugust q=1,3 l/s meetrise alandusega, ülejäänud kolmest puurkaevust aga alla 0,1 (nõrga veeandvusega). Samas kinnitab veekihi perspektiivsust aga tegutsev Kupu veehaare Sõitme orus. **Tuulesetetest** kuuluvad kõik liited

aeratsioonivöösse. **Järvesetteid** esineb Kahala järve ümbruses ja Viru rabas turba all. Järvemuda võib käsitleda kui piiratud alal levivat veepidet.

Jõesetete veekiht (aQ_m) levib Soodla, Jägala ja Valgejõe piires (eelkõige veehoidlate ümbruses) kuni 3 m paksuse lasundina ega ole hüdrogeoloogiliselt uuritud. Jääjärvelised viirsavid eraldatakse traditsiooniliselt välja veepidemena ($K < 10^{-4}$ m/d). Kuigi pinnakatte glatsiofluviaalsete setetega on seotud märkimisväärsed veevarud, tuleks Kuusalu–Kemba vahelist sandurite ala vaadata ennekõike Ordoviitsiumi veekompleksi toitumise tagajana ning tektooniliste rikete ja mattunud orgude piires ka sügavamate veekihtide veevaru täiendajana.

4.2. ALUSPÕHJA JA ALUSKORRA VETTANDVAD JA –PIDAVAD KIHID

Ordoviitsiumi veekompleks levib kogu alal, välja arvatud Põhja-Eesti panga esine rannikumadalik, hõlmates kogu karbonaatkivimite lasundi. Veekompleks on kergelt survealine Kehra ja Aegviidu rikete vahelisel alal, Kuusalu–Kursi–Sigula joonest lõunas ja kohati ka väljaspool seda – Jägala, Soodla ja Valgejõe orus. Ülejäänud alal on Ordoviitsiumi veekompleks survetu, kusjuures pangaplatoo kõvikuil võib aeratsioonivöö paksus kohati ulatuda 10 meetrini. Peamine surve tekkeala, Põhja-Eesti veelahe, jääb kaardialast kagusse, kuid aluspõhjakõrgendike jalameil esineb ka lokaalseid survealaid.

Ordoviitsiumi veekompleksis on loobutud vettpidavate ja veekihtide eristamisest, kuna puuduvad vooluhulga karotaaži andmed. Ala idapiiril, Valgejõest idas tehtud intervall-katsepumpamine (Basanets jt, 1987) tõestas Uhaku lademe savikate lubjakivide toimimist veepidemena ($q = 7 \times 10^{-5}$ l/s meetri alanduse kohta). Proovipumpamine Kõnnu objektil (Metsur, 1980) andis aga erideebitiks samast lademest 0,39 l/s×m avamusalal ning samal objektil saadi Lasnamäe lademe avamusalal, puuraukudest 8 ja 21 tehtud proovipumpamisega erideebitid vastavalt 0,03 ja 8,0 l/s meetri alanduse kohta. See kinnitab, et avamusalal sõltub karbonaatkivimite veeandvus peamiselt lõhelisusest, aga mitte nende litoloogiast.

Lubjakivilasundi enim karstunud ja murenenud ülemise osa, murenemisvöö, paksus on enamasti 1–3 m. Eesti karbonaatkivimite kompleksi avavatest puuraukudest (ca 300) tehtud vooluhulga karotaažid näitavad (Perens, 1998), et ülemine 15 meetrit annab ligi poole kogu puurauku tungivast veest ning 75-meetrist sügavust võib pidada kogu veekompleksi piisavalt vettandva osa alumiseks piiriks. Murenemisvööst allpool hakkab juba ka kivimite litoloogia mõjuma ning eelmainitud töös on väikseima veeandvusega lademetena toodud Idavere ja Uhaku lade (vastavalt 0,3 ja 0,7 m/d) ja neile lähedaste väärtustega Volhovi ja Oandu lademed (1,2 ja 1,5 m/d), kusjuures karbonaatkivimite veekompleksi keskmine lateraalne filtratsioonikoefitsient on 8,1 m/d.

Puurkaevude erideebit kõigub vahemikus 0,05–10,0 l/s meetri alanduse kohta, olles keskmiselt aga 0,5–1,5 l/s×m. Kaardil eraldatud mõõduka veeandvusega aladel esineb kohati mitu korda suurema veeandvusega puurkaeve (pk. 1072,3889, 4743, 14 210, 15 509, 15 040, 17 619). Ala idaosas ja kohati ka lõunas, jääjärveliste viirsavide levialal, on ülevoolavaid puurauke ning jõeorgudes, veekompleksi väljealal, on ka väiksemaid allikaid. Suuremad karstiallikad on seotud Kolga ja Kolgaküla klindipoolsaarte nõlvadega. Karbonaatses kompleksis on vesi mage, HCO_3 -Ca-Mg-tüüpi, mineraalainete üldsisaldusega 0,2–0,5 g/l. Suurem on viimane vaid paekõvikuil ja reostusest tingituna asulate piirkondades, kus muutub ka vee tüüp HCO_3 - SO_4 -Ca-Mg-ks ja vesi on kare ning sageli kõrge rauasisaldusega (kohati üle 1,0 mg/l).

Ordoviitsiumi veekompleks on alal põhiliseks veevarustuse allikaks, aga kuna elanikkond on koondunud peamiselt ala lääne- ja põhjaossa, vähese veeandvusega kivimite levilale, siis on leidnud enam kasutamist sügavamal asuv Ordoviitsiumi–Kambriumi veekiht. Alal on ligi 80 Eesti Riiklikku Põhjaveekatastrisse kantud ja kõnealust veekompleksi tarbivat puurkaevu ning lisaks sellele on umbkaudu samapaljtu arvele võtmata puurkaeve.

Ordoviitsiumi regionaalse veepideme moodustavad Varangu kihistu savid ja Türisalu kihistu diktüoneemakilt ja traditsiooniliselt ka Toila kihistu glaukoniitlubjakivid koos lamamiks oleva glaukoniitliivakiviga ning vaid ala kaguosas, kus karbonaatse kompleksi tüsedus ületab 75 m, ka Loobu kihistu lubjakivid. Veepideme paksus on 3–10 m ja selle läbilaskvus teravalt anisotroopne. Kui lateraalne (külgsuunaline) filtratsioonikefitsient võib muutuda 0,001–1,0 m/d, siis transversaalne on enamasti suurusjärgus 10^{-6} – 10^{-5} m/d või isegi 10^{-7} m/d (Vallner, 1980).

Ordoviitsiumi–Kambriumi veekiht levib enamikul alast, olles maapinnalt esimeseks vaid Põhja-Eesti panga esisel alal. Kallavere (Ordoviitsium) ja Tsitre ning Tiskre kihistu (Kambrium) peeneterisest liivakivist ja aleuroliidist koosneva kompleksi paksus on 20–25 m. Veekiht toitub nii Pandivere kõrgustikult, mis jääb alast kagusse, kui ka läbi Ordoviitsiumi regionaalse veepideme. Viimast tektooniliste rikete ja mattunud orgude piirkonnas. Veekiht on survealine, muutudes survetuks vaid avamusalal, Põhja-Eesti panga jalamil. Veekihi hüdroisopieesid (hüdroisohüpsid) on toodud joonisel 20. Filtratsiooniomadused on väljapeetud: $K=1-3$ m/d, $q=0,1-0,4$ l/s meetri alanduse kohta. Veekihi veeandvus väheneb läbilõike alumise osa suunas, kus valdab savikas aleuroliit.

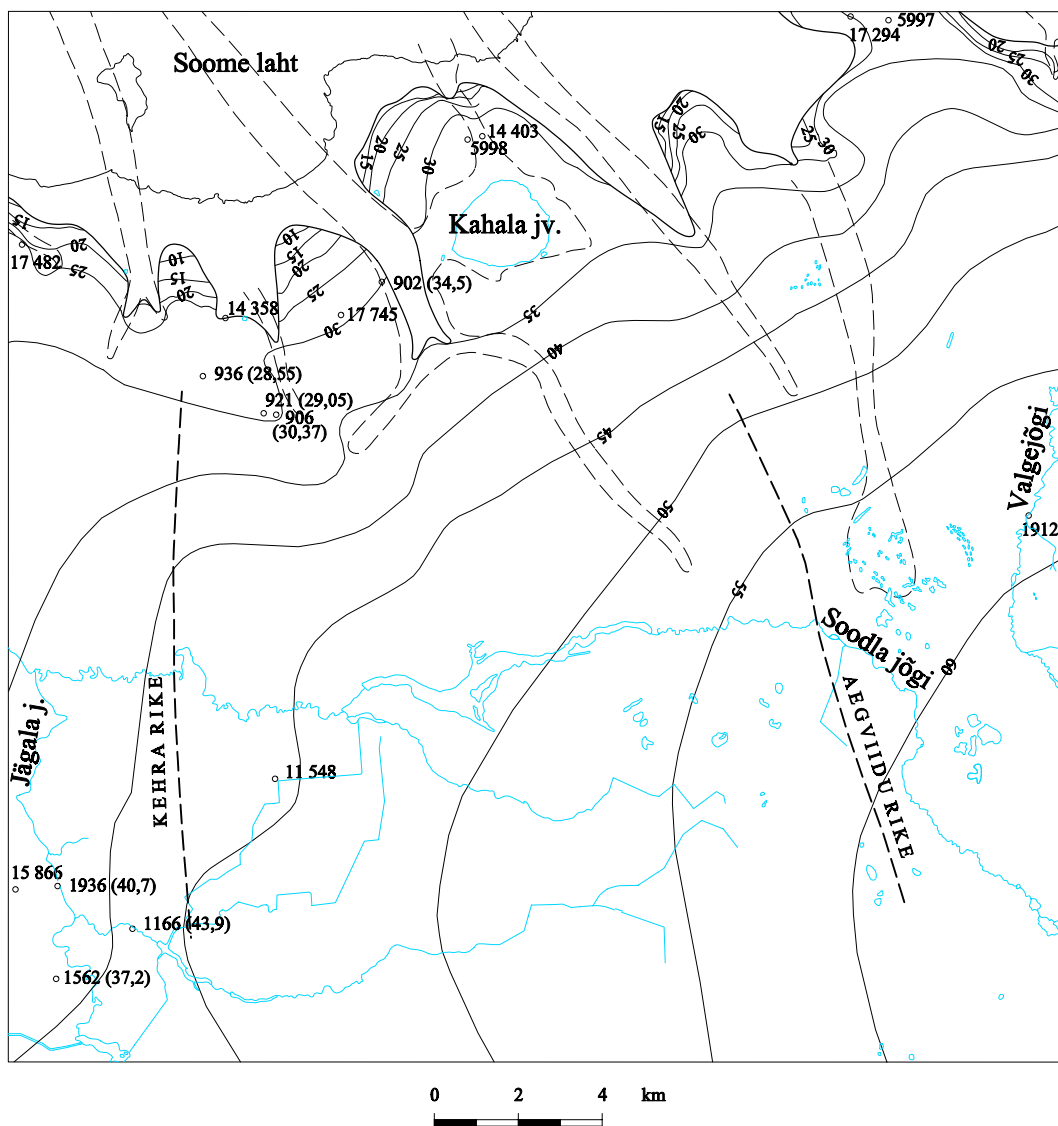
Seoses veetarbimisega on Kiiu–Kuusalu vahelisel alal kujunemas lokaalne alanduslehter. Keemiliselt koostiselt on sinne põhjavesi $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg-}$ või $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca-}$ tüüpi (Kehra ümbruses ka $\text{HCO}_3\text{-Cl-Ca-Mg-}$ tüüpi) lahustunud mineraalainete üldsisaldusega 0,3–0,5 g/l, ala lõunapiiril hakkab mineraalsuse kasvamata valdama kationidest Na-ioon ja anioonidest Cl-ioon. Veekiht on peamiseks ühisveevarustuse allikaks ala suuremates asustatud punktides.

Lükati–Lontova regionaalne veepide levib kogu alal, välja arvatud mattunud orgude suudmed ala põhjaosas, ja on esindatud eelnimetatud kihistute savidega. See on läbilõike tüsedaim (70–90 m) ja suurima isolatsioonivõimega veepide – transversaalne filtratsioonikoefitsient on enamasti 10^{-7} – 10^{-5} m/d (Vallner, 1980).

Kambriumi–Vendi veekompleksi kandjaks on eelnimetatud ladestute liivakivid ja aleuroliidid. Ala idaosas jaotavad kuni 8 m paksused Kotlini kihistu savid veekompleksi kaheks: ülemiseks – Voronka ja alumiseks – Gdovi veekihtiks. Ala läänepiiril Kotlini savidest veepide kiildub välja (vettpidavaks vaid Voronka kihistu Sirgala kihistiku allosa savi vahekihid), kuid säilib mõningane erinevus veekihtide veeandvuses: Voronka veekiht on väiksema veeandvusega kui seda on Gdovi veekiht. Voronka veekihi filtratsioonikoefitsient (K) on keskmiselt 1–6 m/d, puurkaevude erideebitid (q) on 0,2–1,7 (valdavalt 0,5) l/s meetri alanduse kohta. Gdovi veekihi aga vastavalt $K=5-6$ m/d, $q=1,5-2,5$ l/s meetri alanduse kohta. Voronka veekihi alumine osa läheneb veeandvuselt olulise põhjaveevaruta kihile (Sirgala kihistiku savid ja aleuroliidid). Hüdrogeoloogilisel kaardil on kaardipildis toodud vaid Voronka veekihti avavate puurkaevude erideebitid ning Gdovi veekihi veeandvus on jälgitav hüdrogeoloogilisel läbilõikel. Erinevus kahe veekihi veetasemis on alla 0,5 m ja kogu Kambriumi–Vendi kõrgsurvelise veekompleksi veetase jääb kaardilehel vahemikku 4 m ümp kuni 4 m amp.

Veekompleksi vesi on mage (mineraalsus 0,3–0,6 g/l), kusjuures veidi suurem on see alumise, Gdovi veekihi puhul ning see erinevus Voronka ja Gdovi veekihi keemilises koostises säilib ka Kotlini savide väljakiildumisel. Vesi on $\text{HCO}_3\text{-Cl-Ca-Na-}$ või $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na-Ca-}$ tüüpi, viimast rannikul ja Kehra ümbruses. Hüdrauliliselt seotuna mattunud orgude põhjaveega esineb ka $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg-}$ tüüpi vett. Probleemiks on suur rauasisaldus, mis on Kehras üle 1 mg/l. Kõrgsurvelise veekompleksi intensiivsel tarbimisel on moodustunud ala lääneservani ulatuv Tallinna alanduslehter, mis kattub seal veekompleksi 0 m survetasemega.

Aluskorra murenemiskooriku ja lõhelise vööndi põhjavesi on kõrgsurveline. Proovipumpamisel Hirvli puuraugus 741 oli veetase 55,8 m sügavusel maapinnast (6,8 m amp) ja $q=0,003$ l/s meetri kohta. Vett on vaid kristalse aluskorra ülemises osas – murenemiskoorikus ja vesi on Cl-Na- või Cl-Ca-Na-tüüpi



- 11 548 Puurkaev ja selle number andmebaasis "Põhjavesi-Puurkaev" (sulgudes veetase 1999. a)
Well and its number in the database "Groundwater-Well" (in brackets groundwater level in 1999)
- 60— Hüdrosopiees ja selle abs. kõrgus, m
Piezometric contour and its absolute altitude, in metres
- Veekihi leviku piir
Boundary of the aquifer
- - - - - Mattunud org
Buried valley
- - - - - Tektooniline rike
Tectonic fault

Joonis 20. Ordoviitsiumi-Kambriumi veekihi hüdroisopieesid (-isohüpsid).

Figure 20. Piezometric contours of the Ordovician-Cambrian aquifer.

tüüpi. II astme (savikas) murenemiskoorik eraldab aluskorra vett Gdovi veekihi veest. Kui see puudub ja säilinud on vaid I astme murenemiskoorik, siis on eelmainitud veekihid omavahel hüdrauliliselt seotud.

4.3. PÕHJAVEE TARBEVARU JA SELLE KASUTAMINE

Ala piires on kinnitatud põhjaveevaruga veehaarded Kehra linnal, Kiiu–Kuusalu piirkonnal ja Kupus, AS Balti Spoonil. Neist kahele esimesele kinnitati varu 2000. aastal ja Kupu piirkonnale – 1998. aastal. Viimasele on kinnitatud varu vaid Kvaternaari veekompleksi tehnoloogilisele veele 800 m³/d. Kehras ja Kiiu–Kuusalus on kinnitatud Ordoviitsiumi–Kambriumi veekihi varu vastavalt 500 ja 700 m³/d, Kehras lisaks 900 m³/d Kambriumi–Vendi veekompleksist. Lisaks on aprobeeritud P-kategooria (s.o potentsiaalne) varu Kuusalu vallale 1200 m³/d ja Anija vallale 700 m³/d (Tamm, 1999). Hüdrogeoloogilisel kaardil on toodud veetarbimine 2000. aasta lõpu seisuga ja arvestatud on vaid puurkaeve veetarbimisega üle 5 m³/d. Kvaternaari veekompleksi tarbib vaid AS “Balti Spoon” mahus ligi 300 m³/d. Ordoviitsiumi veekompleksi tarbivad hajaasustuses arvukad väiketarbijad (talud), millede veetarve on alla 5 m/d. Arvukate aiandusühistute puurkaevude veetarbimise kohta andmed puuduvad.

Ordoviitsiumi–Kambriumi veekiht on alal peamiseks ühisveevarustuse allikaks. Suurim on tarbimine Kehra linnas, Kiiu–Kuusalu piirkonnas ja Kahala–Uuri piirkonnas. Üldine veetarbimine oli 2000. aastal umbes 1000 m³/d. Kambriumi–Vendi veekompleksi vett tarbitakse põhiliselt Kehras, Valklas, Kolgas ja Kolgakülas, kokku ca 700 m³/d. Võrreldes 1998. aastaga on veevõtt ligi 10 % vähenenud. Põhjuseks võib olla nii veetarbijate arvu vähenemine kui ka täpsem arvestus ja kokkuhoid. Kehra tehases “Horizon” tarbitakse lisaks pinnavett (Jägala jõest) ligi 28 000 m³/d.

Ala piiresse jäävad Tallinna veevarude täiendamiseks mõeldud ja Ülemiste–Pirita hüdrotehnilisse kompleksi kuuluvad Soodla, Raudoja, Aavoja ja osaliselt Kaunissaare veehoidlad. Nende kasutusmaht on kokku üle 8 000 000 m³. Soodla–Aavoja–Jägala–Jõelähtme kanalisüsteemi kaudu jõuavad nii veerikka Kõrvemaa veed pealinna tarbijateni.

Mineraalvett pole alal toodetud, kuigi 1964. a saadi geoloogilise kaardistamise käigus aluskorrast broomirikast vett lahustunud mineraalainete sisaldusega 10–12 g/l. Hirvli ja Puidisoo puuraukudes 741 ja 735 oli vesi Cl–Ca–Na-tüüpi ja broomi sisaldus 51–61 mg/l.

4.4. PÕHJAVEE RIIKLIK VAATLUSVÕRK JA PÕHJAVEE TASEME MUUTUMINE

Üleriigilise põhjavee seirega on alal hõlmatud kõik veekompleksid. Vaatluspunktid on kantud hüdrogeoloogilisele kaardile ja vaatlusperioodi alguseks on valdavalt 1979. a. Ala lõunaosa puurkaevudes (1934–1935) katkestati vaatlused 1999. aastal, idaosas 1995. aastal. Kehra grupis vaadeldakse nii Kvaternaari, Ordoviitsiumi kui Ordoviitsiumi–Kambriumi veekihte (tase, t^o ja keemiline koostis).

Gdovi veekihi tasememuutusi jälgitakse Kehra–Ülejõel ja Kuusalus. Viimase 10 aastaga on veetase seoses tarbimise vähenemisega tõusnud Gdovi veekihis ligi 5 m ja Ordoviitsiumi–Kambriumi veekihis ligi 2 m. Kehra linnas on Ordoviitsiumi veekompleksi aasta keskmine veetase tõusnud samal perioodil 0,5–1 m.

Põhjaveetaseme sesoonne kõikumine on suurim vabapinnalises Ordoviitsiumi veekompleksis, kus veetaseme aastane amplituud on karstialadel 3–4 m, survealadel veekompleksis ei ületa see 1–1,5 meetrit. Survetu põhjavee vabapinna kõikumine sõltub peamiselt sademetest ja looduslikust dreenitusest (Perens, 1998). Hästi on jälgitavad nii kevadine kui hilissügisene maksimum ja talvine ning suvelõpu miinimum. Mineraalpinnasega võrreldes on turbalasundeis veetaseme kõikumine väike (0,2–0,3 m). Sügavamate veekihtide survepinna kõikumine järgib maapinnalt esimese veekihi oma väikese hiline misega ja taseme kõikumise amplituud väheneb vastavalt kihi sügavuse suurenemisele ning ei ületa Gdovi veekihi puhul 0,3–0,5 m aastas.

4.5. PÕHJAVEE KAITSTUS

Põhjavee kaitstuse kaardi koostamise aluseks olid antud kaardikomplekti kuuluvad pinnakatte ja aluspõhja geoloogiline kaart ning ka Riikliku Põhjaveekatastri andmestik. Värviga on kaardil kujutatud maapinnalt esimese aluspõhjalise veekompleksi põhjavee looduslikku kaitstust. Alad, kus põhjavee tase on pidevalt kõrgem pinnasevee tasemest, on võrdsustatud põhjavee ülevoolu piirkondadega. Legendi koostamisel on eeskujuks võetud Eesti põhjavee kaitstuse kaardi mõõtkavas 1:400 000 legend (Perens, 2001), milline üksikute täpsustustega põhineb Eesti põhjavee kaitstuse ja antropogeense koormuse kaardi mõõtkavas 1:50 000 tugilegendile (Kajak jt, 1992). Lisatud on alad, kus põhjavee tase on ligikaudselt võrdne pinnasevee tasemega või viimasest kõrgem. Suhtelise veepidemena on käsitletud jääjärveliste möllide levialasid. Kaart on käsitletav vaid põhjavee kaitstuse kaardina ja seetõttu puuduvad seal antropogeense koormuse elemendid (reostuskoormus). Erandina on toodud vaid veehaarded kui põhjavee survepinna alandajad.

Maapinnalt esimese põhjaveekihi kaitstuse all mõeldakse selle kaetust vettpidavate või nõrgalt vettläbilaskvate setetega ja seejuures lähtutakse nende tüsedusest, litoloogiast ning siit tulenevalt filtratsioonomadustest ja aeratsioonivöö tüsedusest. Olulise tegurina arvestatakse pinnase- ja põhjavee tasemete vahekorda. Survelise veekihi kaitstus on kindlalt tagatud, kui survepind on pinnasevee tasemest pidevalt kõrgemal. Eristatavad on järgmised alad (vt põhjavee kaitstuse kaardi legendi):

1. Kaitsmata (väga reostusohklikud) alad. Põhjavesi on kaitsmata nii orgaaniliste kui ka mineraalsete reoainete suhtes. Saviliivmoreeni paksus ei ületa 2 meetrit. Siia alla kuuluvad kõik alvarid ja lisaks ka karstialad.

2. Nõrgalt kaitstud (reostusohklikud) alad. Saviliivpinnakatte (moreen, möll) paksus on valdavalt 2–10 m või savipinnas (savi, liivsavi) paksusega kuni 2 m.

3. Keskmiselt kaitstud (mõõdukalt reostusohklikud) alad. Saviliivpinnakatte (moreen, möll) paksus on valdavalt 10–20 m, savi või liivsavi paksus 2–5 m ning ka vähemalt 2 meetrine Ordoviitsiumi veepide viimase avamusalal. Survelise põhjavee esinemise korral jääb survepind püsivalt maapinna lähedale. Lisaks on viirutusega kantud kaardile alad, kus põhjavee survepind on võrdne (või kõrgem) pinnasevee tasemega. Siia on arvestatud põhjavee ülevoolu alade vahele jäävad oosid, aga ka sandurid, millistes esineb arvukaid savikaid vahekihte ja iseloomulik on liivsavimoreenide esinemine põhjaveekihi lamamina.

4. Suhteliselt kaitstud (vähe reostusohklikud) alad. Saviliivmoreenist pinnakatte paksus on 20–50 m, savi või liivsavi lasund paksusega 5–10 m ja alad, kus survelise põhjavee survepind on üle maapinna.

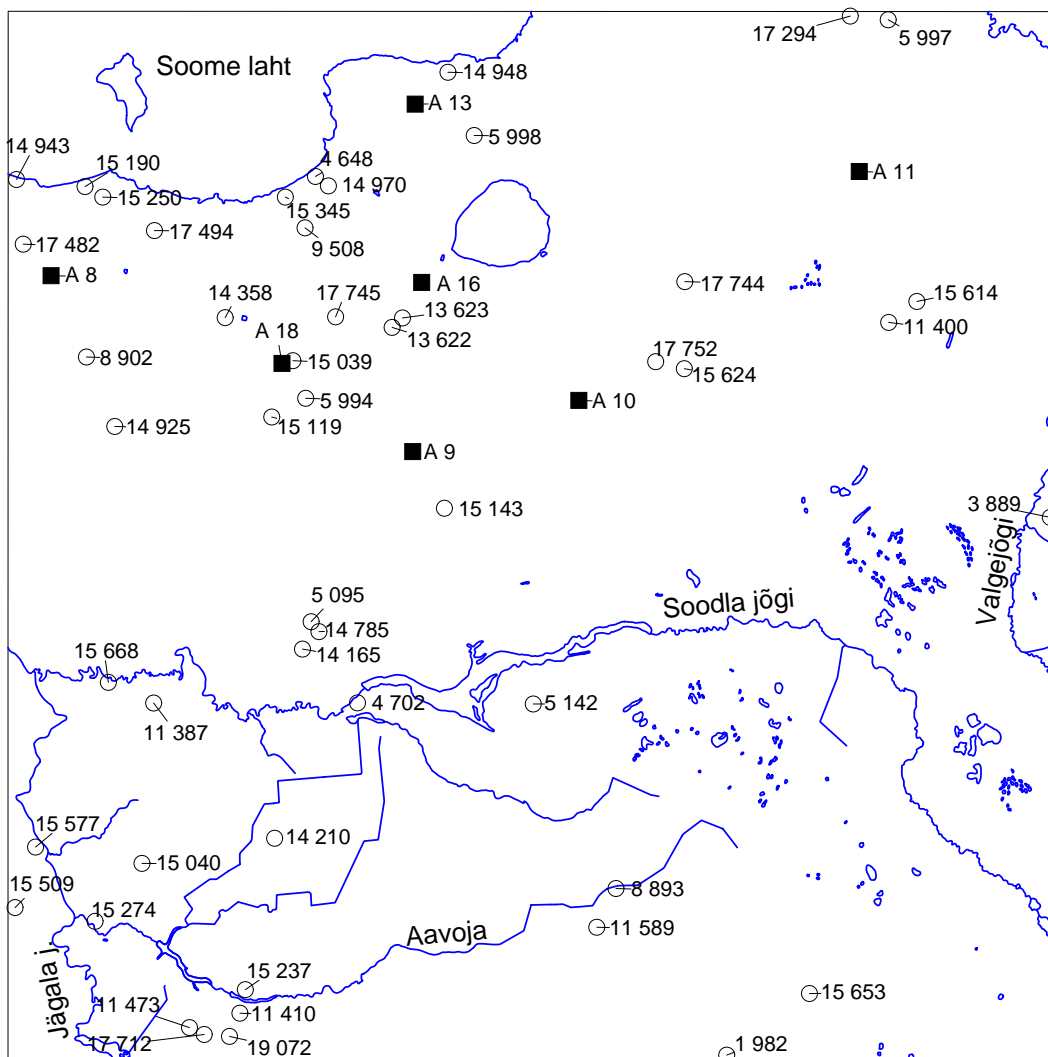
5. Kaitstud (reostuskindlad) alad. Saviliivmoreenist pinnakatte paksus on üle 50 m või savi paksus üle 10 m. Hõlmab valdava osa Lükati–Lontova regionaalse veepideme avamusalast.

Põhjavee kaitstus oleneb sadevetega kantavate reoainete infiltreerumise kiirusest antud piirkonnas. Tuleb aga arvestada, et põhjaveekihti sattununa sõltub reoainete levik külgsuunalistest (lateraalsetest) filtratsioonomadustest ja on eriti kiire – hüdrogeoloogilisel kaardil suurema erideebitiga eristatud alal – Aegviidu–Kehra rikke vahemikus ning Kiiu klindilahes (orus).

Sandurite ja ooside alad (kaardil viirutatult) on eraldatud keskmiselt kaitstuina lähtuvalt põhjavee survepinna kõrgusest, kuid võimalik survepinna alandamine veetarbimisega viiks need alad nõrgalt kaitstuteks (reostusohlikeks). Lisaks põhjavee looduslikule kaitstusele on olulised ka puurkaevu enda konstruktsioon ja seisund ning sanitaarkaitseala olemasolu.

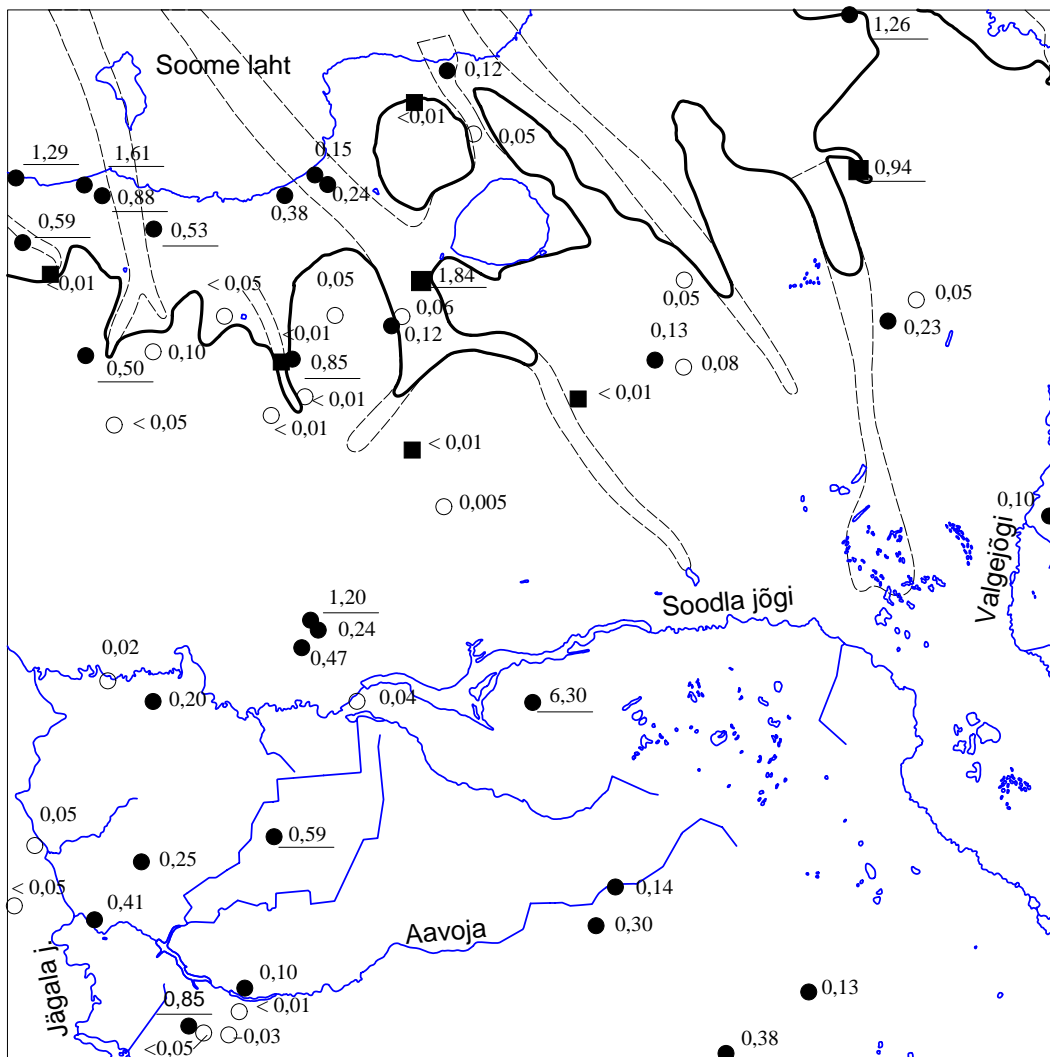
4.6. PÕHJAVEE KOOSTIS JA SELLE VASTAVUS JOOGIVEE NÕUETELE

Põhjavee looduslik kaitstus peaks peegelduma ka lämmastikühendite sisalduses põhjavees. Joonistel 22 kuni 24 on kujutatud lämmastikühendite sisaldust peamiselt tarbepuurkaevude vees. Musta ringiga on



- 3 889 Puurkaev ja selle number andmebaasis "Põhjavesi-Puurkaev"
Well and its number in the database "Groundwater-Well"
- A 11 Allikas
Spring

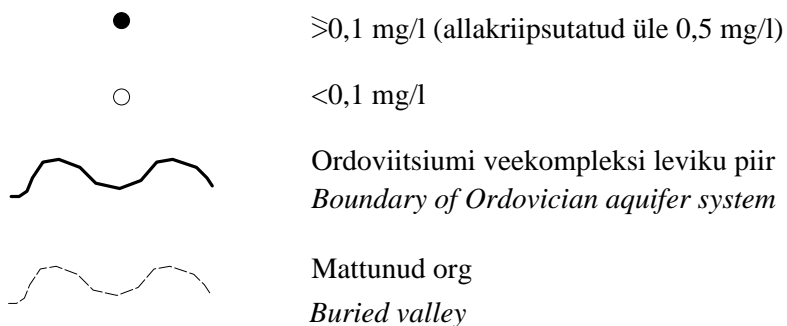
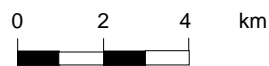
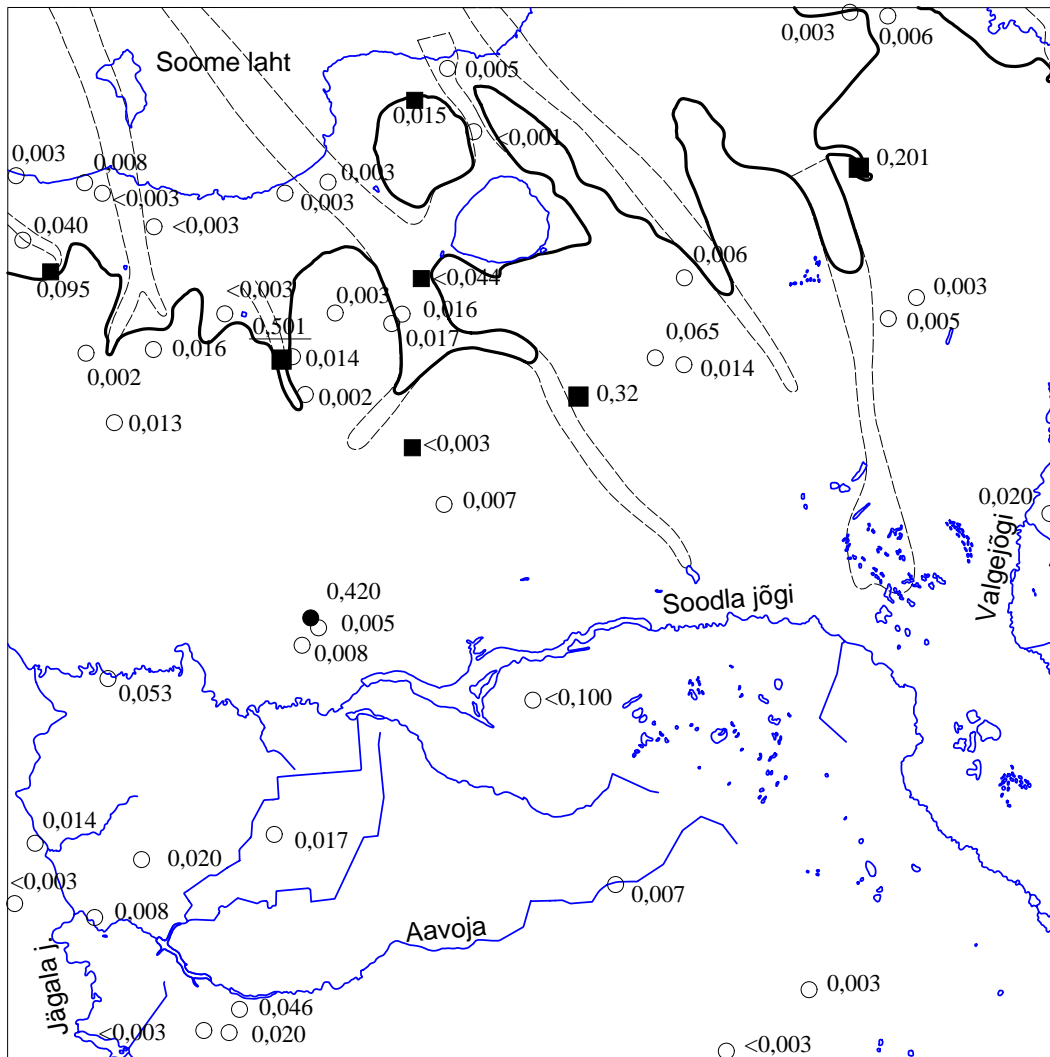
Joonis 21. Veepunktide paiknemise skeem Kehra kaardilehel (1991-2001. a. veeanalüüsid).
Figure 21. Location of water observation points on Kehra (6344) sheet (analyses made in 1991-2001).



- $\geq 0,1$ mg/l (allakriipsutatud üle 0,5 mg/l)
- $< 0,1$ mg/l
- Ordoviitsiumi veekompleksi leviku piir
Boundary of Ordovician aquifer system
- - - Mattunud org
Buried valley

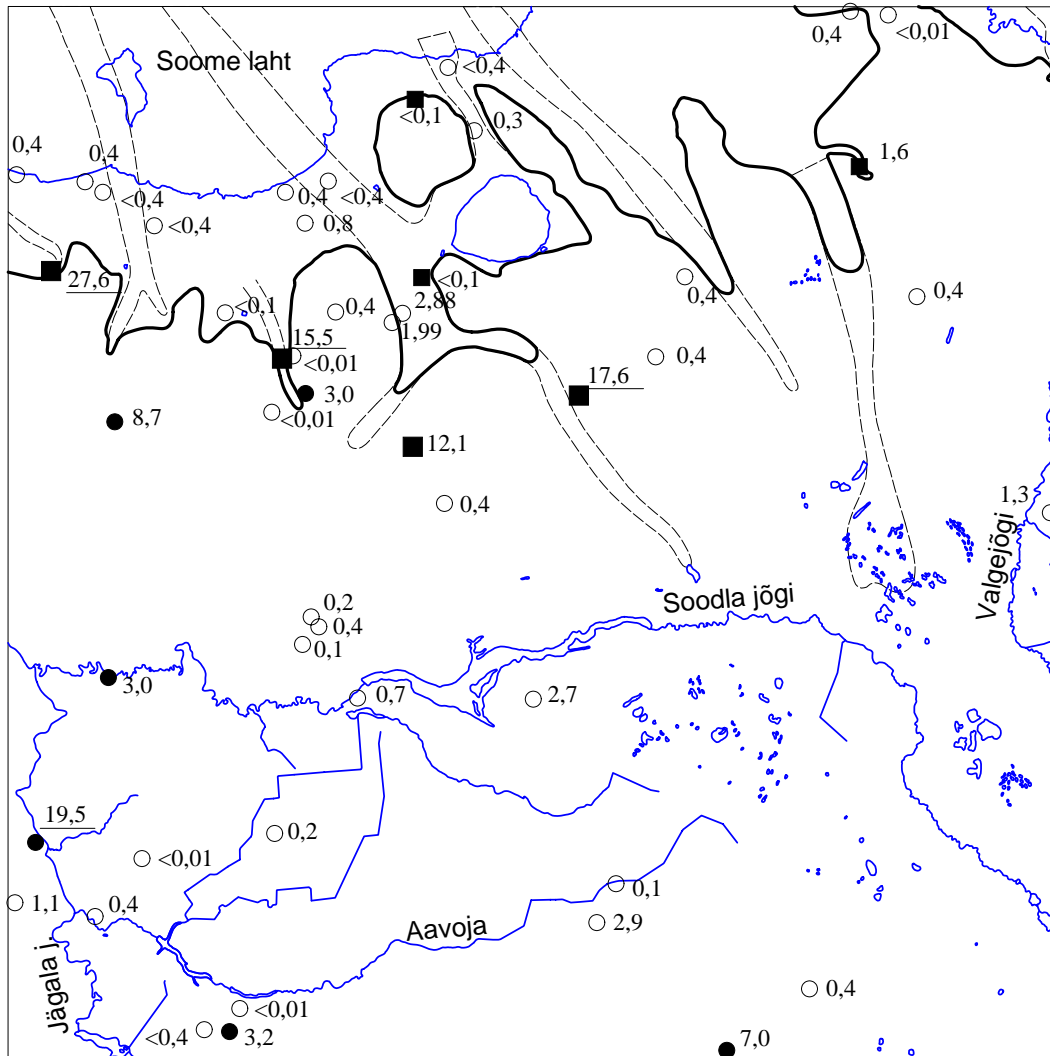
Joonis 22. NH₄ sisaldus Ordoviitsiumi ja Ordoviitsiumi-Kambriumi veekompleksi põhjavees.

Figure 22. NH₄ content in the groundwater of the Ordovician and Ordovician-Cambrian aquifer system.



Joonis 23. NO₂ sisaldus Ordoviitsiumi ja Ordoviitsiumi-Kambriumi veekompleksi põhjavees.

Figure 23. NO₂ content in the groundwater of the Ordovician and Ordovician-Cambrian aquifer system.



- ≥ 3 mg/l (allakriipsutatud üle 15 mg/l)
- < 3 mg/l
- Ordoviitsiumi veekompleksi leviku piir
Boundary of Ordovician aquifer system
- - - Mattunud org
Buried valley

Joonis 24. NO₃ sisaldus Ordoviitsiumi ja Ordoviitsiumi-Kambriumi veekompleksi põhjavees.

Figure 24. NO₃ content in the groundwater of the Ordovician and Ordovician-Cambrian aquifer system.

joonistel toodud rahuldavasse (nitraatide puhul heasse) kvaliteediklassi kuuluv põhjavesi (Savitskaja, Savva, 1999). Joogiveedirektiivi 98/83/EÜ alusel lubatavaid piirsaldusi ületavad lämmastiksisaldused on joonistel toodud allakriipsutatult (va nitraadid).

Nitrate üle 3 mg/l on tuvastatud vaid 2 salvkaevu ja 3 nõlvaallika vees. Nitritite sisaldus üle 0,1 mg/l on iseloomulik allikatele (Hirvli, Kuusalu, Pärlijõe). NH_4^+ sisaldus on üle 0,5 mg/l rannikualal, Lontova savide aluses vees, kus põhjavesi on redutseeruvais tingimustes ja NH_4^+ sisaldused ei kajasta reostumist. Ka ala lõunaosa puurkaevude vee kõrgeenenud NH_4^+ (>0,1 mg/l) sisaldus on tingitud ilmselt hea loodusliku kaitstusega (jääjärveliste savide ja möllide alune põhjavesi) kaasneva hapnikubarjääri tekkest. Reostusele viitavad NH_4^+ kõrgeenenud sisaldused vaid Kuusalu ja Pärlijõe allikate vees, millistes on kõrgem ka teiste lämmastikühendite sisaldus.

Lahemaa Rahvuspargi põhjavee seirel olid 90. aastate algul, seoses põllumajandusliku tootmise vähenemisega, lämmastikühendite sisaldused aluspõhja vees reostusobjektide lähedal (Kolgaküla–Uuetoa ja Uuri laudad), võrreldes 15-aastase vaatlusperioodi keskmistega, vähenenud ca 2 korda, püsides varasemal tasemel tegutsevate Kahala lautade lähedal. Muuksi kõvikul, looduslikes tingimustes olevas vaatluskaevus, olid 1991. a keskmised sisaldused ($\text{NH}_4^+ = 0,2$, $\text{NO}_2^- = 0,01$ ja $\text{NO}_3^- = 0,2$ mg/l) võrdsed paljuaastaste keskmistega. Suurim oli lämmastikühendite sisalduse kõikumine 1991. aastal Kolgaküla–Uuetoal, lokaalmoreeni avavas puuraugus nr 1, kus veetaseme miinimumperioodi aegsed NH_4^+ sisaldused 7,6 ja 5,0 mg/l vaheldusid suurvee aegsete sisaldustega 120,7 ja 669,1 mg/l (algandmed Kink, 1992).

Kloriide leidub põhjavees 10–20 mg/l (sulfaate samas suurusjärgus) ja üle 100 mg/l ulatub nende sisaldus vaid kohtreostusallikate lähedal ning Kambriumi–Vendi veekompleksis rannikulähedastes puurkaevudes väljaspool mattunud orge. Raua, nagu ka H_2S sisaldus ei sõltu põhjavee looduslikust reostuskaitstusest, vaid piirkonna hüdrogeoloogilistest tingimustest.

Karstivormide esinemine võimaldab reoainete sattumist põhjavette vahetult pinnaveest. Lisaks geomorfoloogilisel kaardil toodud “Eesti ürglooduse raamatusse” kantud karstivormidele on põhjavee kaitstuse kaardil ka kurisud maaparandustööde andmetel (Kõnnu ja Kehra–Looküla) ning kaks aluspõhjanõgu (Kolga ja Sõitme klindineemikuil) aluspõhja reljeefi kaardi põhjal. Sageli pole karstivormid peale maaharimistõid looduses enam jälgitavad (Valklast 3–4 km lõunas), kuid aluspõhja pealispind on karstunud ja lõheline kõigi aluspõhjakõvikute piires. Karstivete väljavoolu klindiasangul ja orgudes markeerivad arvukad väikese deebitiga allikad, millised suvel kohati kuivavad. Allikate kuivamist on soodustanud maaparandustööd ja ka põhjavee intensiivne tarbimine.

5. GEOFÜÜSIKALISED VÄLJAD

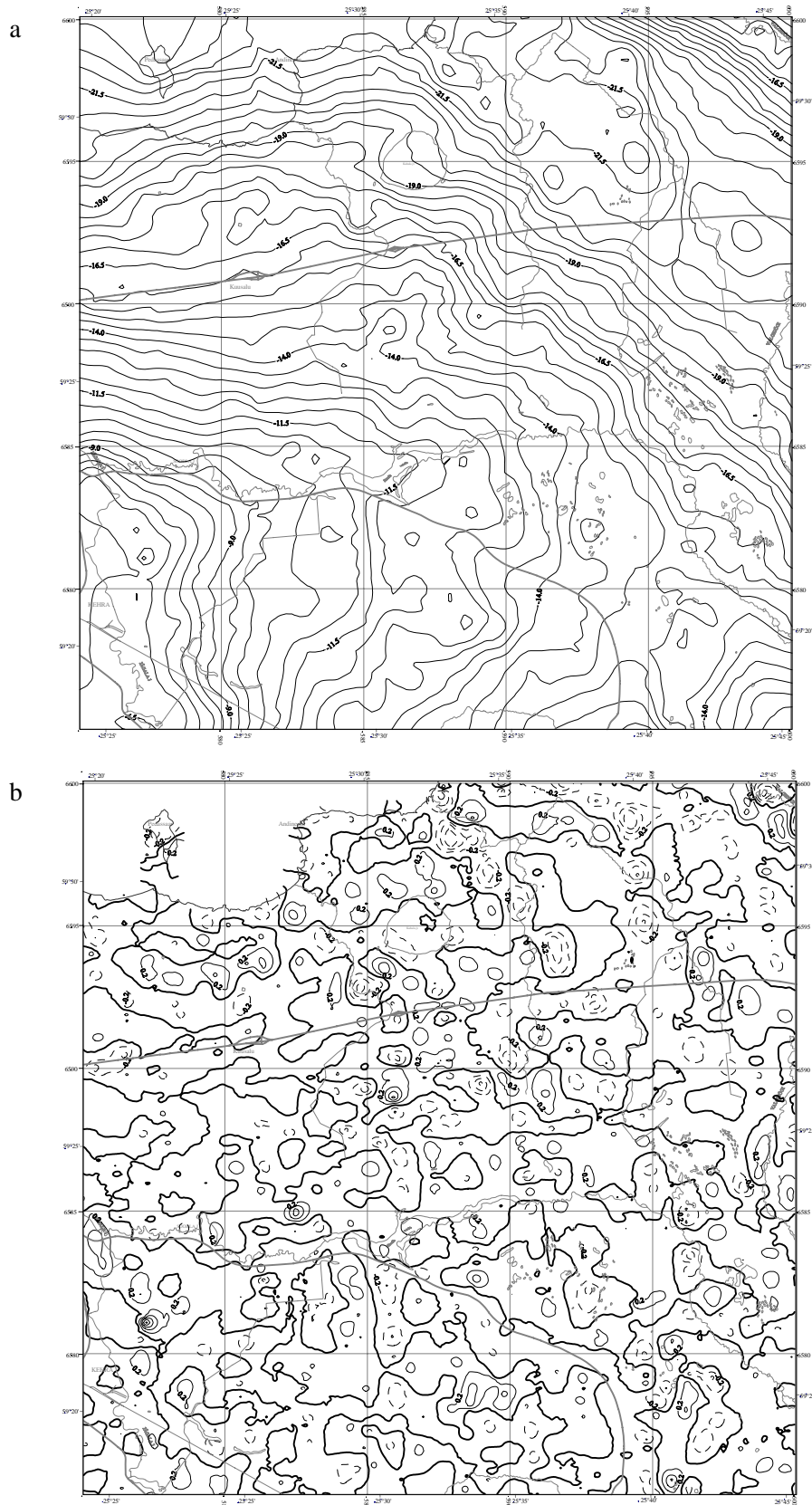
Raskusjõu- ja magnetvälja struktuur peegeldab kaardilehe piires peamiselt kristalse aluskorra ehitust. Vaid üksikud raskusjõuvälja anomaalsed efektid seonduvad ka settelise pealiskorra ja kvaternaarisetete ehituse ja paksusega. Viimasel juhul on tegemist eelkõige anomaaliatega spektri kõige lühema lainepikkusega osa nõrkade anomaaliatega. Et viimaseid paremini esile tõsta, on raskusjõuvälja anomaaliatega puhul filtreeritud välja pika lainepikkusega anomaaliad, kasutades keskmistamise meetodit raadiusega 2 km. Järelejäänud kõrge sagedusega spektriosale vastavad anomaaliad on esitatud raskusjõuvälja jääk- ehk lokaalsete anomaaliatega kaardina. Lokaalse raskusjõuvälja iseloom on kvaternaarisetete paksuse ja koostise muutustest küllaltki oluliselt mõjutatud, seda eriti maetud orgude piires, kus aluspõhja kivimitesse lõikunud sügavate orgude pudedate täitematerjali poolt tingitud anomaalsed efektid ulatuvad kuni -1,3 mGal (Kemba, Pudisoo).

Raskusjõu anomaaliatega (Δg_a) väärtused kaardi lehe piires jäävad vahemikku -26 mGal kuni -6 mGal (joonis 25), st territooriumil levib keerulise ehitusega negatiivne väli. Aluskorra struktuurse jaotuse skeemil vastab viimane Tallinna struktuursele tsoonile (Puura jt, 1983). Ka magnetiliste anomaaliatega (ΔT_a) kaardil iseloomustavad seda piirkonda peamiselt negatiivsed välja väärtused. Vaid kaardilehe lõuna- ning edelaosas leviva amfiboolgneisside kompleksiga on seotud ΔT_a positiivne väli, intensiivsusega +250...+350 nT, mida saadab ka Δg_a väärtuste suhteline tõus. Selge korrelatsioon raskusjõu- ja magnetvälja vahel siiski puudub. Suure Δg_a suhtelise maksimumiga kaardilehe edelaosas ei kaasne otseselt ΔT_a välja maksimumi. Näiteks Kehra asula lähistel kaardilehe edelanurgas saadab Δg_a suhtelist maksimumi ΔT_a väärtuste alanemine kuni tasemele -300 nT. Maksimaalsed magnetiliste anomaaliatega väärtused korreleeruvad Δg_a gradiendi tsooniga, mis võib olla märk aluskorra komplekside kallakast lasuvusest. Nagu juba peatükis 2.1 mainitud, moodustavad kaardilehe piires suure osa läbilõikest graniitse koostisega gneissid. See asjaolu seletab ka Jägala kompleksi kivimite küllaltki madalat keskmist tihedust (2,7 g/cm³). Happeliste gneisside tugev ühetüübiline väli kutsub kaardilehe kesk- ja põhjaosas esile ulatusliku kagu-loode suunaliselt väljavenitatud raskusjõuvälja miinimumi Δg_a väärtustega kuni -22 mGal.

Pudisoo ürgoru lõunatipus Sigula küla lähistel on fikseeritud väike Hoglandi seeria ofiitse gabro massiiv (F-124 Sigula). Seda massiivi tähistab interpretatsiooniprofiilil EG-II ΔT_a anomaalia amplituudiga +314 nT ja selge Δg_a positiivne anomaalia +1,15 mGal (Gromov jt, 1970). Teine samalaadne gabro massiiv asetseb ilmselt kaardilehe lõunaosas Pillapalu küla lähistel. Massiivi olemasolu ei ole siin puurimisega kontrollitud, kuid isoleeritud positiivsete selgelt piiritletud raskusjõu- ja magnetvälja anomaaliatega esinemine viitab küllaltki tõenäoliselt sellise interpretatsiooni korrektsusele.

Raskusjõu lokaalse välja pildis (joonis 25) valdavad positiivsed väärtused. Negatiivsed anomaaliad on veidi piiratuma levikuga. Intensiivsemad negatiivsed anomaaliad asetsevad reeglina kas piki raskusjõuvälja intensiivse gradiendi tsoone (kontrastselt erinevate tihedustega komplekside piirialad) või seonduvad nad intensiivsete granitisatsioonipiirkondade või mattunud orgudega.

Mattunud orud on fikseeritud kitsaste, jooneliste negatiivsete anomaaliatena. Viimased mõjutavad kaardilehe kirde- ja põhjaosas oluliselt raskusjõu lokaalse välja iseloomu. Kõige paremini on jälgitavad Pudisoo (pa. 7) ja Kemba (pa. F-122) ürgorgudega assotsieeruvad anomaaliad, mis moodustavad kaks peaaegu paralleelset ~10 km pikkust kitsaste negatiivsete (-0,4 kuni -1,4 mGal) anomaaliatega ahelikku kaardilehe põhja- ja kaguosas. Kõnealuste mattunud orgude asetsemine piki regionaalse raskusjõuvälja gradiendi tsooni võib viidata nende tektoonilisele kontrollile. Kaardilehe kirdenurgast Valgejõe piirkonnast leiame negatiivse lokaalse anomaalia amplituudiga -0,8 mGal, mis markeerib pika (kuni 28 km) Valgejõe mattunud oru suudme ala. Enamus nimetatud orust ning temaga seonduvast anomaaliast jääb aga naaberlehele.



Joon. 25. Raskusjõuvälja anomaaliade (a) ja jääkanomaaliade (b) kaardid. Isoanomaalide samm anomaaliade kaardil on 0,5 mGal ning jääkanomaaliade kaardil 0,2 mGal. Jääkanomaaliade kaardil on negatiivsete väärtustega isoanomaalid tähistatud katkendjoonega.

Fig. 25. Gravity anomaly (a) and residual anomaly (b) maps. The contour interval on anomaly map is 0.5 mGal and on residual anomaly map 0.2 mGal. The dotted lines on residual anomaly map denote negative values.

Kahala järve piirkonnas leviv nõrk (-0,4 mGal) ida-lääne suunaline anomaalia on põhjustatud Kahala klindilahest ning temast vahetult läände jääv loode-kagusuunaline nõrk miinimum markeerib Andineeme ürgoru lõunaosa. Pedassaare edelaosas registreeritud miinimumi tuleb aga seostada Kiiu klindilähe piires leviva paksema kvaternaarisetete kompleksiga.

6. SETTEKIVIMITE GEOKEEMIAST

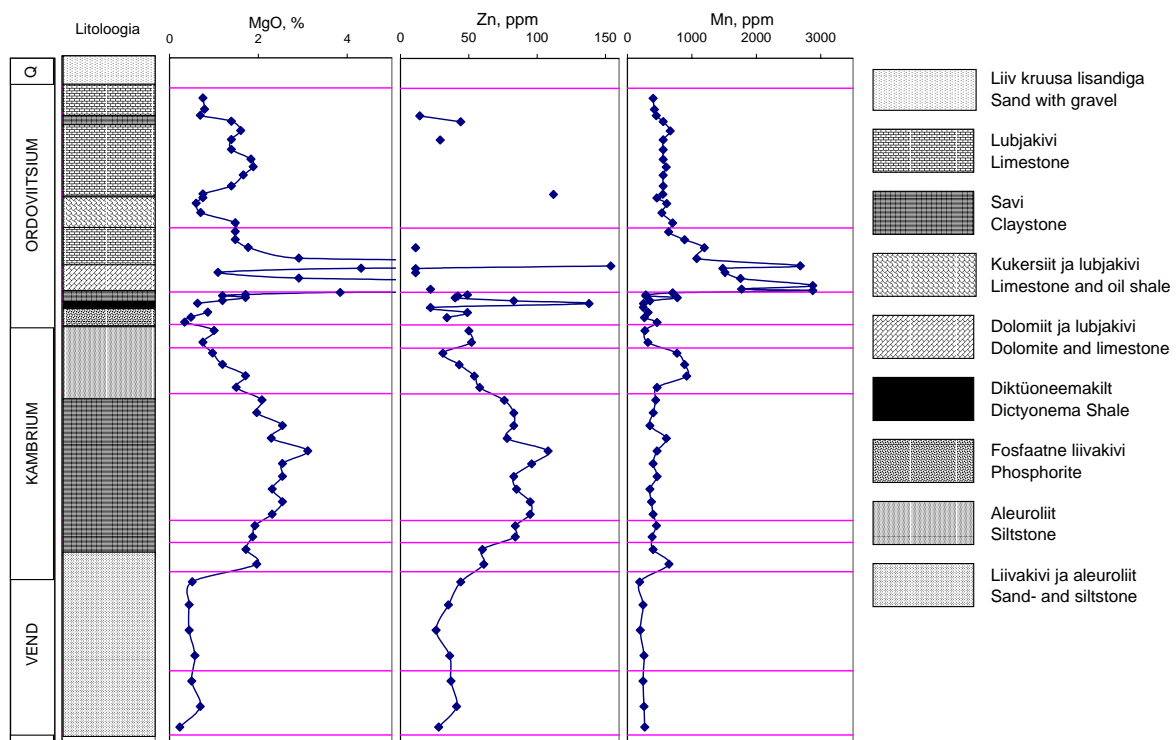
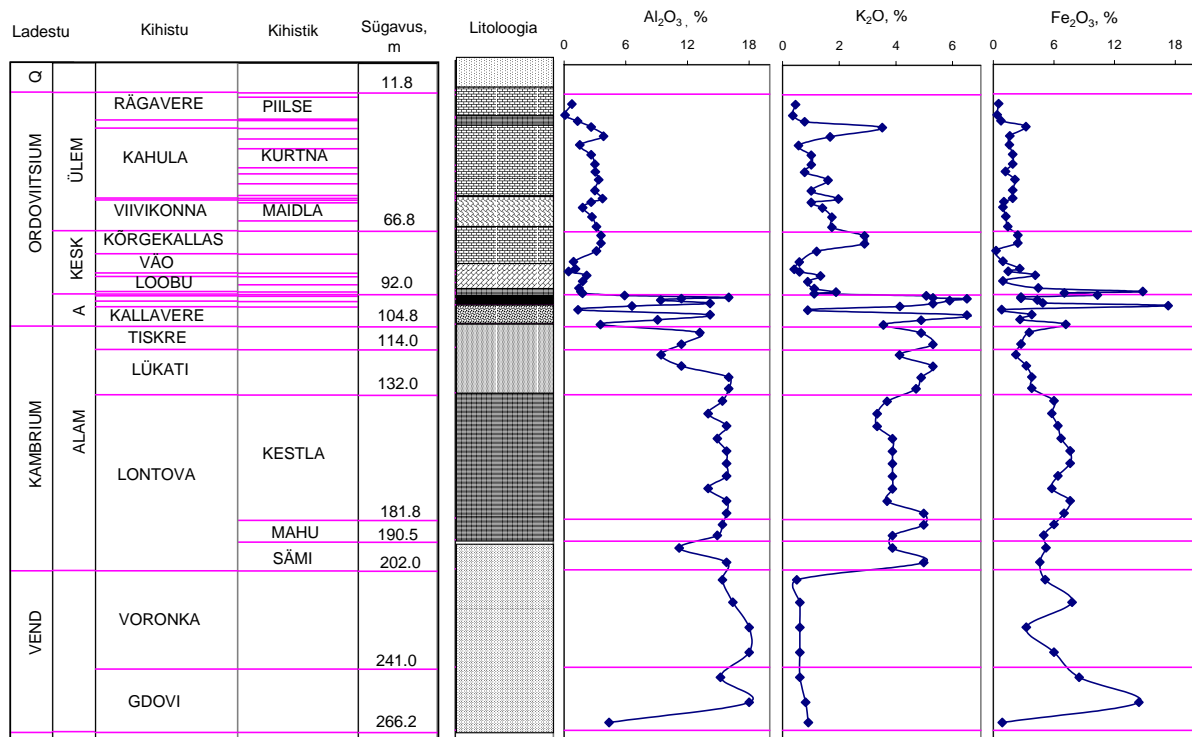
Kõige täielikuma ülevaate ala settekivimite geokeemiast annab ala kagunurgas asuva puuraugu F-276 läbilõige (joonis 26, 27). Proovid geokeemilisteks analüüsideks emissioonspektraalmeetodil võeti sellest läbilõikest punktiirmeetodil 0,2–10 meetrite intervallidena, seejuures litoloogilisi piire arvestades.

Uuritav Vara-Paleozoikumi läbilõige jaguneb kaheks: ülemiseks – karbonaatseks ja alumiseks – terrigeenseks osaks, piiriga Hunnebergi lademe sees sügavusel 92,0 m. Selge erinevus läbilõike eri osade vahel avaldub selliste keemiliste elementide, nagu Al, Ti, Zr, Sn, Yb, Y, V, Cu, Ni, Zn, K ja Fe sisalduses. Mg kõrgendatud sisaldused karbonaatkivimite allosas on tõendiks kontaktil vettjuhtivate terrigeensete kivimitega aset leidvast sekundaarsest dolomiidistumisest. Mõningal määral on sellega seotud ka kõrgendatud Mn sisaldused.

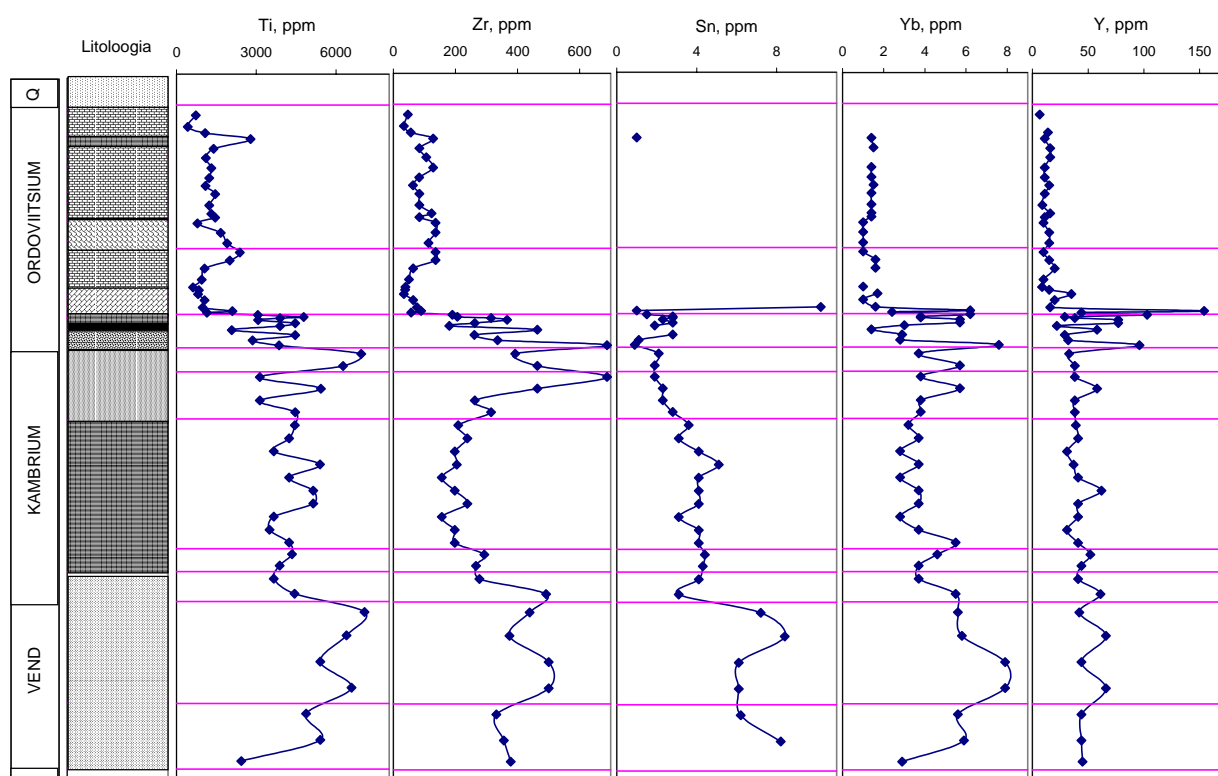
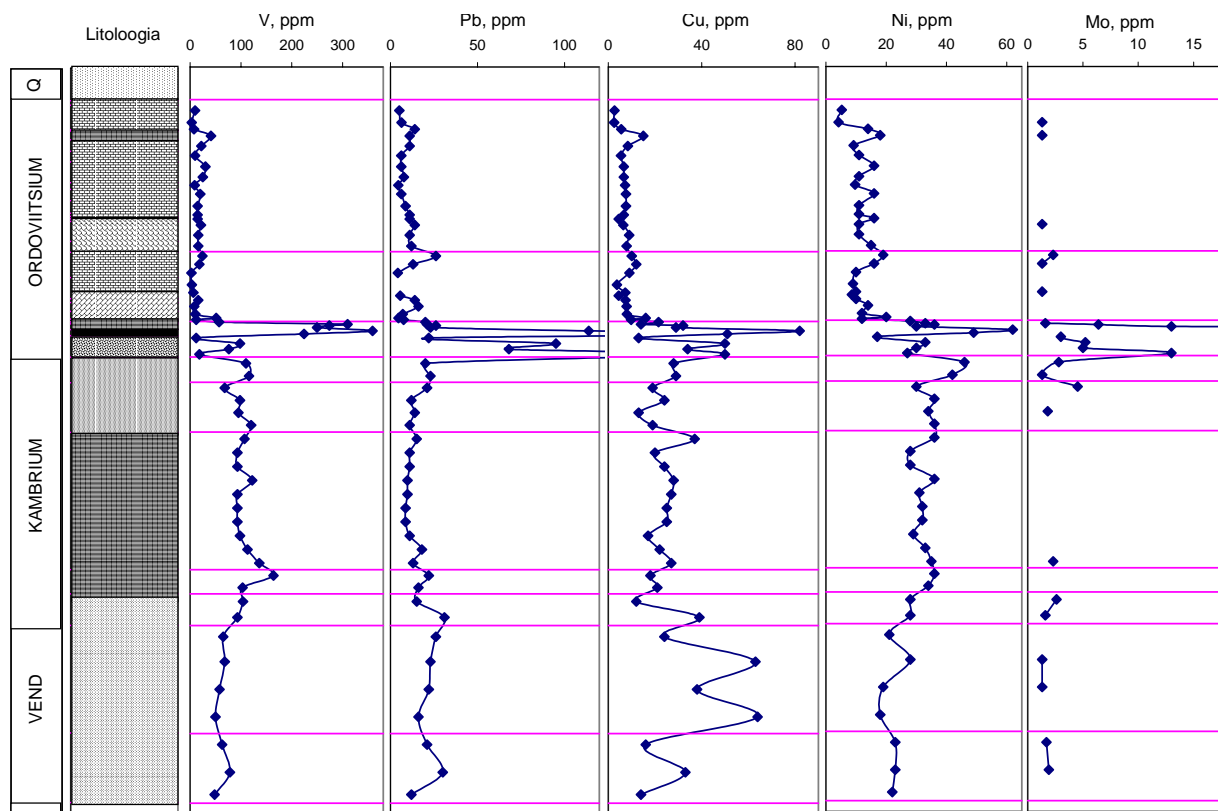
Keemiliste elementide sisaldused alumises, terrigeenses kompleksis, annavad tunnistust mitmetest omapärastest geokeemilistest protsessidest. Settekivimilise pealiskorra basaalsele, Vendiumi kivimitele on iseloomulikud kaoliniidi esinemisest tingitud kõrged Al ja madalad K ning Mg sisaldused. Kaoliniit ja selliste väheliikuvate elementide, nagu Ti, Zr, Sn, Yb kõrgendatud sisaldused osutavad hästi arenenud murenemiskoorikule ja soojale humiidsele kliimale settematerjali lähtealal. Tähelepanuväärne on ka Cu kõrgendatud sisaldus (kuni 70 g/t) Voronka kihistu kivimites, mis võib vihjata maagistumisele.

Kambriumi kivimite mõnevõrra kõrgem K ja Mg sisaldus näitab kivimite lähtematerjali väiksemat murenemisastet mõõduka humiidse kliima vööndis. Mg ja Zn sisaldus viitab otseselt illiitsele savile ja ühtlaselt kõrge K omakorda nii illiidile kui ka porsumata K-päevakivile.

Geokeemiliselt vaheldusrikkaim on Ordoviitsiumi ladestusse jääv karbonaatsete ja terrigeensete kivimite üleminekuala. Intervall algab Pakerordi lademe Kallavere kihistu fosfaatse liivakiviga (fosforiidiga), kus konkreetsel juhul P_2O_5 sisaldus küünib 2,5%-ni. Apatiidi olemasolust annavad märku Y, Yb ja Sr kõrgendatud sisaldus. Ülalpool järgnevad diktüoneemakilt (Türisalu kihistu) ja bentoniitsavi (Varangu kihistu). Avamerest barjääriga eraldatud anoksilist veekeskkonda nende setete tekkeajal tõendavad peeneteralise terrigeense settematerjali ja orgaanilise aine küllus ning redokstundlike elementide (V, Pb, Cu, Ni, Mo, Ag) kontsentreerumine settesse. Kõrge V sisaldus Varangu savis viitab selle geneetilisele lähedusele diktüoneemakildaga, kuigi orgaanilise aine ja teiste redokstundlike elementide kontsentreerumist seal ei esine. Terrigeensete kivimite ülemiseks kihiks on 0,9 m paksune glaukoniitliivakivi lasund, mida käesolevas läbilõikes iseloomustab kõrge P_2O_5 sisaldus (3%). Raua sisaldus, võrreldes alumiiniumiga, on samuti kõrge. Analüüsi tundlikkuse piiri ületavat fosfori sisaldust esineb ka karbonaatkivimite piirist ülalpool.



Joonis 26. Mõningate keemiliste elementide sisaldus puursüdamiku F-276 läbilõikes.
 Figure 26. Content of some elements in Uueküla (F-276) core.



Joonis 27. Mõningate keemiliste elementide sisaldus puursüdamiku F-276 läbilõikes (järg).
 Figure 27. Content of some elements in Uueküla (F-276) core (continued).

7. DIGITAALSETEST ANDMEBAASIDEST

Aruande koostamisel kasutatud geoloogiline informatsioon on digitaalkujul salvestatud EGK andmebaasides. Lähem info nende kohta on saadaval EGK infotalituses. Geoloogiliste puuraukude andmed on salvestatud MS Excel'i failides Maardu–Kehra PAUL.xls ja Maardu–Kehra PAGL.xls. Neist esimene sisaldab puuraukude üldandmeid, teine geoloogilisi läbilõikeid. Kehra kaardilehele (6344) jääb 258 geoloogilist puurauku kogupikkusega umbes 11,2 km, sellest pinnakattes 2,3 km ja aluspõhja kivimites 8,9 km. Säilinud ja korrastatud on 18 alal puuritud puuraugu puursüdamik kogupikkusega 1109 m, mida hoitakse EGK puursüdamikuhoidlates. Teave nende kohta asub failis Puursüdamikud.xls (Saadre, 2001).

Aluskorda avavate puuraukude koordinaadid ja aluskorra kivimite läbilõiked (geoloogilised tulbad) on salvestatud EGK andmebaasides VOTIPC.dbf ja TULPSUM.dbf. Kehra kaardilehe osas puudutab see 8 puuraugu materjale. **Keemilise analüüsi andmed** aluskorra kivimite makrokomponentide sisalduse kohta (alalt 78 analüüsi) on salvestatud failis SILKAT.dbf (Kivisilla jt, 1999). Samade kivimite mikrokomponentide sisalduse (puuraukud F114 – 68 proovi, F116 – 345 proovi) võib leida vastavalt failidest T1749.dbf ja T1743.dbf. Karbonaatsete settekivimite keemilise koostise kohta leiab andmeid failist KeemiaKarb2.xls. **Eesti aluskorra õhikute kataloogi** (Niin, Kivisilla, 1999) info (alalt 553 õhikut) on koondatud faili OHIKKOLL.dbf, **Eesti settekivimite õhikute kataloogi** (Niin, Kivisilla, 2001) oma aga faili OHIKSTXC.xls

MS Access'is koostatud puurkaevude andmebaas **Põhjavesi-Puurkaev** (sh Riiklik põhjavee kataster) sisaldab andmeid alale jääva 276 erineva puurkaevu kohta (neist 219 rohkem või vähem täieliku geoloogilise läbilõikega), millest 15 avavad Kvaternaari veekompleksi, 130 Ordoviitsiumi veekompleksi, 79 Ordoviitsiumi–Kambriumi veekompleksi, 50 Kambriumi–Vendi veekompleksi ning 2 aluskorra veekompleksi. Andmebaasis on teave 234 põhjavee keemilise analüüsi ning 18 vaatluspuurkaevu tasemevaatluste kohta. Andmebaasiga on võimalik tutvuda EGK koduleheküljel <http://www.egk.ee/egk.html>.

EGK hallatav **riiklik maavarade register** sisaldab maavarade kaupa (dolomiit.mdb; fosforiit.mdb; graniit.mdb; järvelubi.mdb; järvemuda.mdb; kruus.mdb; liiv.mdb; lubjakivi.mdb; meremuda.mdb; põlevkivi.mdb; savi.mdb; turvas.mdb) andmeid maardlate kohta. Uuritud alale jääb 1 fosforiidi-, 1 lubjakivi-, 4 turba- ja 10 liivamaardlat. Maardlate bilansist (bilanss.mdb) saab ülevaate EGK koduleheküljel (<http://www.egk.ee/egk.html>) andmebaasist **Maavaravarude koondbilanss**.

Kogu **geofüüsikaline andmestik**, nii algandmed kui programmpaketi Quattro-Pro makroprogrammiga Catalex töödeldud info, säilitatakse EGK serveris tekstifailidena ASCII formaadis. Alale jääb 4234 gravimeetrilist ning 6506 magnetomeetrilist andmepunkti.

Mulla huumushorisoni geokeemilise atlase (Petersell jt, 1997) teavet säilitatakse Fox-Pro-s koostatud failides E_main.dbf (üldandmed), Kem-muld.dbf (keemilised analüüsid), RSA-muld.dbf (röntgen-fluorestsentsanalüüsid), Spe-muld.dbf (spektraalanalüüsid), andmed **mulla lähtekivimite geokeemia** (Petersell jt, 2000) kohta aga failis G4.dbf. Alale jääb 19 mulla huumushorisoni ja 11 selle lähtekivimite geokeemiat iseloomustavat andmepunkti.

Koostamisel olevast **geotoopide andmebaasist** geotoop.mdb jääb alale osaliselt või täielikult 27 erinevat geoloogilist objekti, neist 3 Põhja-Euroopalise tähtsusega.

SUMMARY

The set of digitised geological-geophysical-hydrogeological maps of 6344 (Kehra) sheet at the scale of Base Map of Estonia (1:50 000) is compiled mainly on the ground of former similar maps and data obtained in the course of searching and prospecting for mineral resources. The set of maps includes the following ones: 1) bedrock geological, 2) mineral resources of bedrock, 3) bedrock relief, 4) Quaternary deposits, 5) geomorphology, 6) thickness of Quaternary deposits, 7) hydrogeological, 8) groundwater vulnerability, 9) residual gravity anomalies, 10) aeromagnetic anomalies. The maps of bedrock (1), Quaternary deposits (4), hydrogeological (7), residual gravity anomalies (9) and aeromagnetic anomalies (10) have been treated as principal, others – as additional. The description of Uuejärve (F-276) drillcore is added as well. All maps and explanatory notes to these are digitised and the primary data are stored in the data server of the Geological Survey of Estonia.

The topographic base of the sheet is presented in Lambert conformed projection ellipsoid GRS-80 (Lambert-Est, parallels 58°00' and 59°20'). The coordinates of corners of the sheet are: 25.3172° E and 59.3072° N; 25.3260° E and 59.5316° N; 25.7678° E and 59.5264° N; 25.7561° E and 59.3020° N. The territory occupies 625 km² in the eastern part of Harju County in northern Estonia – 590 km² of mainland and 35 km² of the aquatory of the Gulf of Finland. North-Estonian Plateau (up to 75–80 m a.s.l.) occupies the southern part of the territory, while North-Estonian Lowland (0–20 m a.s.l.) forms a narrow zone in its northern part. The boundary between them is a 20–30 m high limestone escarpment – the North-Estonian Klint, which is part of the Baltic Klint.

In Kolga Bay water depth reaches 40–45 in its northern part. Small (ca 90 ha) Pedassaar Island is located north of Salmistu Peninsula. Jägala, Soodla, Valgejõgi, Raudoja, Aavoja and Pudisoo rivers run through the territory. Lake Kahala in the map sheet's northeastern part is quite big (346 ha) but very shallow (approximately 0.9 m deep). Four groups of lakes (Jussi, Paukjärve, Koitjärve, Järvi) and big bogs of Koitjärve and Suursoo are situated on the mapped territory. In its central part there is Soodla Reservoir, which supplies water for Tallin via North-Kõrvemaa Landscape Protection Area.

Lahemaa National Park and North-Kõrvemaa and Kolga Bay landscape reserves are situated here. Among national monuments the most famous are Tsite Klint Island with Turjekeldri Waterfall and Muuksi Klint Peninsula with large Iron Age burial place and stronghold.

Kehra town (3247 inhabitants), a centre of cellulose industry, is situated in the southeastern corner of the area. In general the territory is sparsely populated with Kuusalu (1210 inhabitants), Kiiu (910), Valkla (630) and Kolga (520) settlements in its northern part.

The bedrock geological map is compiled on the basis of data obtained from 120 drillholes reaching the bedrock (among these 30 reach crystalline basement). The bedrock is mostly overlain by 1–10 m thick Quaternary cover and crops out only in the North-Estonian Klint. Structurally the territory is situated at the northeastern boundary of the Russian Plateau where the Palaeoproterozoic metamorphic basement rocks are covered by up to 265 m thick sequence of the Palaeoproterozoic and Palaeozoic sedimentary rocks.

CRYSTALLINE BASEMENT lies at the depth 140–195 m u.s.l. dipping slowly to the south. It belongs to the Tallinn structural belt which is represented by the gneisses of Jägala complex (mica-, biotite-amphibole-, granite-, quartz-feldspar- etc). In the surroundings of Sigula there is a small massif of ophitic gabbro which obviously has been formed after the Svecofennian Orogeny. In the upper part of the sequence (for about 10 m) the crystalline rocks are weathered.

BEDROCK. On the North-Estonian Plateau, which covers most of the territory (its central and southern part), the Middle and Upper Ordovician limestones cropped out under the thin layer of the Quaternary deposits, forming like sub-meridional belts. The following formations are present (from the

south to north): Saunja (ca 5 m, cryptocrystalline limestone); Paekna (7–9 m, argillaceous limestone); Rägavere (7–9 m, cryptocrystalline limestone); Hirmuse (2–4 m, argillaceous marl with interbeds of biotrital limestone); Keila (12–16 m, argillaceous limestone with rare interbeds of K-bentonite); Jõhvi (8–13 m, argillaceous limestone); Vasavere and Tatruse (argillaceous limestone with rare interbeds of K-bentonite); Viivikonna (5–12 m, limestone with interbeds of oil shale); Kõrgekalda (7–12 m, argillaceous limestone); Vão (8–10 m, limestone); Kandle (0.5–1.5 m, limestone with iron oolites); Loobu (4–6 m, limestone); Sillaoru (0.1–0.5 m, limestone with iron oolites); Toila (1.5–2.5 m, glauconitic limestone).

The Lower Ordovician sandstones and shale crop out only in the very narrow belt of the North-Estonian Klint. The following formations occur: Leetse (0.5–1.2 m, glauconitic sandstone); Varangu (0–2 m, clay and glauconitic sandstone); Türisalu (2.5–4.5 m, Dictyonema shale); Kallavere (5–9 m, Obolus sandstone – phosphorite).

Cambrian terrigenous deposits crop out on North-Estonian Lowland and at the foot of the North-Estonian Klint under the Quaternary deposits. The 2–10 m thick Upper Cambrian sequence includes partly the biotrititic sandstones of the Kallavere Formation, and entire Ülgase and Tsitre formations.

The following Lower Cambrian formations crop out on North-Estonian Lowland and mostly on the sea floor (from south to north): Tiskre (10–14 m, quartzose silt- and fine-grained sandstones); Lükati (10–15 m, silty claystone with quartzose sandstone interbeds) and Lontova (50–65 m, claystone or “blue clay”).

The 50–60 m thick Vendian sequence crops out only on the bottom of buried valleys at the northwestern sea area. It is represented by terrigenous deposits of the Voronka and Kotlin formations (25–40 m, sandstones with interbeds of silty claystone) and Gdov Formation (20–35 m, sandstones with interbeds of silty claystone).

MINERAL RESOURCES. The most important bedrock mineral resource in the mapped area is phosphorite. The Tsitre deposit (over 1000 ha) has calculated inferred reserves of 3599 kT P_2O_5 . The productive bed is 2.9–5.1 m thick, it lies at the depth 10–20 m and contains 8.27–9.73% of P_2O_5 .

The most common mineral wealth of the area are building limestones, which occur on North-Estonian Plateau. There are some perspective deposits of ceramic clay at foot of the North-Estonian Klint. Glauconitic sandstone and Dictyonema shale, too, are accounted as perspective mineral resources.

QUATERNARY DEPOSITS. The map of the Quaternary deposits (see also Fig. 8) is a digital compilation from various geological sources (mapping, hydrogeological, engineering geological, exploration for mineral resources) etc. Among them the map of Lahemaa district in scale 1: 50 000 by E. Kadastik and E. Morgen (Suuroja et al., 1997) is of greatest importance. Because of differences in scale, as well as peculiarities of geological building, the legend of deposits on seabed is simplified and made using different patterns only. On the map of the Quaternary deposits mineral deposits and sites of soil sampling are shown as well. Schematic maps of geomorphology (see Fig. 17) and thickness of Quaternary deposits (see Fig. 18) were also compiled.

The composition and structure of the Quaternary cover are determined by their relation to the most remarkable elements of relief. Most of the area belongs to the North-Estonian Limestone Plateau. Steep northern slope of the plateau, so-called North-Estonian Klint, separates it from the North-Estonian Coastal Plain and Gulf of Finland. 5–7 buried valleys deeply cut both the plateau and fore-klint area. The south-easternmost part of the area remains on the slope of Pandivere bedrock upland.

PLEISTOCENE. Table 3 shows the stratigraphic scheme of the Quaternary deposits. Only the sediments deposited beginning from the last glacial maximum (Upper-Weichselian) have been recognized in the area. The deposits of earlier stadials and interstadials, although not proved, may be present in the buried valleys on the sea bottom. Overwhelming majority of Quaternary deposits is represented by the tills of Weichselian glaciation (Järva Formation). In the fore-klint area, on the outcrops

of Cambrian and Vendian sand- and claystones, till is represented by clayey diamicton with relatively little amount of coarse-grained material, mainly granitoids (Fig. 9). On the Limestone (or Ordovician) Plateau till is represented by sandy loam, rich in local carbonate material (Photo 10). Thickness of till usually increases in SO direction, reaching up to 20 m in the marginal moraines on the slope of Pandivere Upland (Fig. 10, 12). The orientation of glacially derived boulders provides base data for estimation of ice flow directions. Two directions, N-S (mean 181°) and NO-SW (143°) were identified, the former prevailing and younger, probably corresponding to ice removal from the area.

Glaciofluvial deposits ($fIIIj_r3$) of variable composition (Fig. 14) and origin are widespread in the area, especially in its SE part. We proved that two arcs of eskers and kames between Aegviidu and Paukjärve (Photos 16-18), formerly thought to be marginal to the ice of the Pandivere stadial, are mainly of radial origin. They were formed time-transgressively at the ends of tunnel valleys (see Fig. 13). Tunnel valleys also contributed to the formation of Pühamäe-Kemba and Kiiu-Kuusalu belts of marginal fans and deltas (Fig. 11, 13; Photos 12-15) during the vanishing of Pandivere ice. The younger, so called Palivere ice advance, probably only touched the NW corner of the area at Pedassaar Island.

Generally recognized conception about the development of ice-lakes before the receding ice-margin is absent in Estonia. Here we consider all ice-lakes which were formed before the retreat of ice from the north-western slope of Pandivere Upland as local ice-lakes. In the SE part of area sands of so-called Voose Ice Lake ($lgIIIj_r3vs$) are present. All the younger lake levels (<75 m a.s.l.) represent continuously lowering Baltic Ice Lake ($lgIIIj_r3$). Deposits of the Baltic Ice Lake, both ice-proximal and -distal, deep-water and shallow, are very variable (Fig. 15). On the mainland the coastal deposits of the Baltic Ice Lake are indistinguishable from the deposits of the Yoldia Sea and are therefore usually presented together ($lgIIIj_r3+mIVy$) on the map.

HOLOCENE. Stratigraphy of the Holocene deposits is outlined in Table 4. In spite of its name, the waters of the Yoldia Sea ($mIVy$) were saline during the brief interval in the middle of the period only. The deposits of the Yoldia Sea are distinguishable in deeper water environment (see e.g. Fig 16). On the sea floor they are represented by ca 1.5 m thick indistinctly stratified silty clays. Quite similar are the sediments of the Ancylus Lake ($IIVan$), the main difference being frequent occurrence of black bands, pockets or fine-dispersed Fe-monosulphides in the latter, especially at the lower and upper boundaries. Narrow outcrops of Yoldia and Ancylus deposits are therefore united on the map of seabed. On the mainland the sands and silts of updammed freshwater Ancylus Sea occur at the altitudes of up to 32 m.

At the beginning of the Litorina Sea ($mIVlt$), the first real saline interval in the history of the Baltic, the water level rose up to 20 m a.s.l., but never reached the klint edge. Due to the continuous glacioisostatic land upheaval, all the following history of the Baltic has been regressive. Only a minor slow-down ca 4 000 years ago, which corresponds to modern heights 10-11 m a.s.l., marks the beginning of Limnea Sea ($mIVlm$). Very variable laterally and quite uniform vertically deposits of Litorina and Limnea Sea are therefore united into one complex of marine sediments ($mIVlt+lm$) on the seabed. Up to 8 m thick greenish or black muds, with high organic matter content and laminated structure, fill the deepest depressions, covering older sediments, usually with erosional contact. Slopes of shoals are devoid of modern sediments or covered with thin residual deposits. In the littoral zone sandy sediments of straightening bays prevail (Photo 23), although bluffs eroded into the coarse-grained Quaternary sediments may be present on the capes (Photo 22). Texture of coastal deposits, sands and sandy gravels, is similar to those of other Baltic Sea stages.

Holocene terrestrial deposits are represented by aeolian (vIV), lacustrine (IIV), alluvial (aIV), bog (bIV) and also technogeneic sediments (tIV). Dunes often outline maximum levels of Ancylus Lake and Litorina Sea (see Fig. 8). Foredunes are frequent on the modern sandy coast (Photo 23). Lakes in the fore-klint area, formed mainly between the coastal bars, are all overgrown. Largest lakes in the area developed

in the place of former sea and ice-lake lagoons. Lake Kahala (350 ha) was twice as large as nowadays when isolating from the Yoldia Sea. Layer of gyttja is up to 7 m thick there (Fig. 16). Smaller glacio-karstic lakes and bog pools are numerous in the North-Kõrvemaa (photos 21 and 24). Two large rivers, Jägala and Valgejõgi together with tributaries dissect the area. 28 km long Puidisoa River entirely remains within its boundaries. Complete thickness of alluvial, both overbank and channel deposits, is usually less than 3-4 m, but reaches up to 8 m in the valley of Jägala River, north of Kaunissaare artificial lake. Noteworthy are 3.2 m high Vasaristi Cascade at the Klint edge and up to 30 m deep valleys of Vasaristi Brook and Valgejõgi River just a little downstream of it. Peatlands are represented by fens, transitional mires and raised bogs, two last usually united on the map. Mires most often fill the depressions on ice-lake deposits, covering more than a half of the SE part of area – so-called Kõrvemaa. Thickness of peat sometimes exceeds 7 m here. Elsewhere the biggest bogs are Kahala and Viru, which were formed around and at the place of former lakes. In the fore-klint area smaller mires were developed between and behind beach deposits. Technogeneous sediments are shown only near Kehra town, where up to 8–10 m thick waste products of cellulose factory have been deposited.

THICKNESS OF THE QUATERNARY DEPOSITS. The map of thickness of the Quaternary deposits (Fig. 17) is a result of subtraction of bedrock relief (Fig. 6) from modern relief. In the foreklint area and in the buried valleys the thickness of the Quaternary sediments is very variable, ranging from several metres up to 80 m. On the edge of North-Estonian Limestone Plateau the Quaternary cover is usually less than 2 m thick; alvars with (almost) absent overburden are widespread. To the S and SE the thickness of Quaternary cover is increasing to 10-20 m on an average, achieving up to 35 m in Aegviidu-Paukjärve eskers and kames.

MINERAL RESOURCES OF THE QUATERNARY DEPOSITS. There are 10 deposits of sand, 1 deposit of clay and 3 deposits of peat in the area, registered in the State Register of Mineral Deposits (Fig. 18, Table 5). On the map of the Quaternary deposits also numerous occurrences and perspective areas of mineral deposits are shown (see also Fig. 17), although due to environmental restrictions many of them are of minor importance at the moment.

HYDROGEOLOGY AND GROUNDWATER VULNERABILITY. Basic information on hydrogeology was obtained from the database “Groundwater-Well” at the Geological Survey of Estonia and from the data of hydrogeological mapping at scale of 1:50 000.

On the map sheet’s area the groundwater occurs in three principal hydrostratigraphical units: in peat, till and sandy Quaternary deposits; in the terrigenous and carbonate Palaeozoic and Neoproterozoic rocks, and in the weathering crust and fissured part of the crystalline basement. Among the uppermost bedrock groundwater systems the Ordovician aquifer system is the most widespread.

Hydrostratigraphical units are presented in Table 7. Aquitards are the strata, the transversal conductivity K of which is generally less than 10^{-2} m/d. In terms of the real water supply, the aquifers and aquifer systems can be subdivided into sufficiently water yielding aquifers and aquifer systems (with specific capacity of wells correspondingly $q > 0,1$ l/(s×m), $K > 1$ m/d), and weakly water yielding aquifers and aquifer systems ($q < 0,1$ l/(s×m), $K > 1$ m/d) (Perens, Vallner, 1997).

The groundwater of the Quaternary aquifer system is consumed for domestic needs by dug wells and for technological water at Kupu water intake (consumption 0.3 thousand m^3 per day, proved reserves 0.8 thousand m^3 per day). Groundwater of the Ordovician aquifer system is consumed by more than 80 private wells. There are no proved reserves of the Ordovician aquifer system, because in more densely populated areas the aquifer system is highly or extremely highly vulnerable. The Ordovician–Cambrian aquifer is the main source for groundwater supply of many settlements. Kehra and Kiiu–Kuusalu settlements have water intakes with proved reserves correspondingly 0.5 and 0.7 thousand m^3 per day. Total water consumption from the Ordovician–Cambrian aquifer within the bounds of map sheet is

1 thousand m³ per day. The potentiometric surface of the Ordovician–Cambrian aquifer is shown in Figure 20. Deep-lying Cambrian–Vendian aquifer system is consumed by groundwater intakes mainly in the northern part of the map sheet. Total water consumption is 0.7 thousand m³ per day and the major amount (50%) of groundwater is extracted from the biggest water intake at Kehra.

A group of state groundwater observation wells is located in the southwestern part of the map sheet and includes all aquifer systems. In the northernmost part of the area where the aquifer system is covered by 70–80 m thick Cambrian clays, the groundwater of the uppermost aquifer system in the bedrock has low and very low vulnerability. In the central and southern parts of the map sheet, which are very sparsely settled, the groundwater in bedrock is moderately protected.

The content of nitrogen compounds in the groundwater of the uppermost aquifer system in bedrock is not alarming and is shown in Figures 22–24. The high content of iron in the groundwater causes sporadically several problems.

GRAVITY AND MAGNETIC FIELDS. The sources for gravity and magnetic anomalies are mostly of Precambrian origin. The only effects from sedimentary rocks are the gravity minima associated with buried valleys. The values of gravity anomalies vary from –26 to –6 mGal, forming a quite complicated pattern. The level of magnetic field remains mostly negative, the positive values (from +250 to +350 nT) associated with the relative rise in gravity level, are known only in the southern and southeastern part of the map sheet. Two local gravity and magnetic maxima of 1.2 mGal and 300 nT, respectively, located near Sigula and Pillapalu villages mark the gabbro intrusions in the Precambrian basement.

The gravity effects of buried valleys on the residual gravity anomaly map are expressed as linear negative anomaly belts or chains. The anomalies produced by Puidisoo and Kemba buried valleys form two almost parallel ~10 km long chains of anomalies in the northern and southeastern part of the map. The location of the chain of anomalies on the gravity gradient zone might be an indication of the tectonic control of valleys.

KASUTATUD KIRJANDUS

- Basanets, E., 1983.* Eesti põlevkivimaardla lõunaosa eeluuring (vene keeles). Aruanne. Tallinn, EGF 3970, 311.
- Basanets, E., 1987.* Eesti põlevkivimaardla loodeosa eeluuring (vene keeles). Aruanne. Tallinn, EGF 4294, 301.
- Björck, S., 1995.* A review of the history of the Baltic Sea, 13.0–8.0 ka BP. *Quaternary International* 27, 19–40.
- Danilova, L., 1956.* Aruanne eeluuringust Kehra tellisesavi maardlas Kose rajoonis. Tallinn, EGF 711.
- Donner, J., Raukas, A., 1989.* On the geological history of the Baltic Ice Lake. *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, 38, 3, 128-137.
- Donner, J., 1992.* Is there evidence in the zone of the first Salpausselkä moraine in Finland of a transgression of the Baltic Ice Lake before its drainage? *SGU*, ser 81, 87–90.
- Donner, J., 1995.* The Quaternary History of Scandinavia. Cambridge University Press, Cambridge, 200.
- Einmann, A., Gromov, O., 1974.* Aruanne Harju rajooni kruusliiva ja liiva otsingu-uuringu kohta aastail 1971–1974. Keila. Tallinn, EGF 3305.
- Einmann, A., 1975.* Soodla I veehoidla Tõrrepõhja kordon. Aruanne. Tallinn, EGF 5682.
- Einmann, A., 1978.* Aavoja–Jägala–Jõelähtme kanali kompleks. Ehitusgeoloogia aruanne. Tallinn, Ehitusgeoloogia fond.
- Einmann, A., 1979 a.* Harju rajooni Kahala sovhoosi Pikakatku maaparandus. Pikakatku m/v peakraav. Ehitusgeoloogia aruanne. Tallinn, EGF 6238.
- Einmann, A., 1979 b.* Harju rajooni Kahala sovhoosi Kosu maaparandus. Pikakatku peakraav. Ehitusgeoloogia aruanne. Tallinn, EGF 6585.
- Eltermann, G., 1972.* NSVL geoloogiline kaart (pinnakate) mõõtkavas 1 : 200 000 (kaardileht O-35-II) (vene keeles). *Min. geo. SSSR, Moskva.*
- Eskel, J., Liivrand, H., Kivimägi, E., 1975.* Aruanne Ida-Eesti fosforiidikandvuse hinnangust 1971–1974 (vene keeles). Tallinn, EGF 3348, 181.
- Filatova, A., Domanova, H., Ponomarjova, L., 1967.* Geoloogiline aruanne põlevkivimaardla edelaosa eeluuringust aastail 1966–1967 (vene keeles). Tallinn, EGF 2915, 218.
- Filippov, M., 1982.* Kuusalu kolhoosi mineraalvæetiste hoidla. Ehitusgeoloogia aruanne.
- Fyfe, G. J., 1990.* The effect of water depth on ice-proximal glaciolacustrine sedimentation: Salpausselkä I, southern Finland–Boreas 19, 147–164.
- Grišina, T., 1980.* Aruanne liiv-lahjendajate eeluuringust Sillaotsa maardlas. Tallinn, EGF 3682.
- Gromov, O., Pastuhova, A., 1970.* Keila Geoloogilise Rühma aruanne geofüüsikalistest uurimistest aluskorra kaardistamisel Tallinn–Loksa piirkonnas aastail 1968–1970 (vene keeles). EGF 3089, 179.
- Gromov, O., Rehemäe, Ü., Saaremets, V., Jeresko, J., 1995.* Põhja-Eesti keskosa gravimeetrilise kaardi (mõõtkavas 1:50 000 ja 1:200 000) koostamine. Tallinn, EGF 5329.
- Heidema, I., 1985.* Kuusalu aleviku planeerimise ja hoonestamise projekt. Ehitusgeoloogia aruanne.
- Heinsalu, A., 2001.* Diatom stratigraphy and the palaeoenvironment of the Yoldia Sea in the Gulf of Finland, Baltic Sea. *Annales Universitatis Turkuensis*, II, 144, 1-41
- Ignatius, H., Axberg, S., Niemistö, L., Winterhalter, B., 1981.* Quaternary geology of the Baltic Sea.–In: Voipio, A. (ed.) *The Baltic Sea*. Elsevier, 54–104.
- Jõgi, T., Kala, E., Keerup, O., Pastuhova, A., Petersell, V., Eltermann, G., 1966.* Paide rühma aruanne keskmisemõõtkavalisest komplekssest geoloogilis-hüdrogeoloogilisest kaardistamisest ENSV põhjaosas (kaardileht O-35-II) aastail 1963–1966 (vene keeles). Tallinn, EGF 2893, 294.

- Kajak, K., Kala, E., Koppelmaa, H., Perens, H., Põldvere, A., Raudsep, R., Savitskaja, L., Vingisaar, P., Perens, R., 1992.* Eesti geoloogiliste kaartide (mõõtkava 1:50 000) tugilegid. Tallinn–Keila. Tallinn, EGF 4615.
- Kajak, K., 1995.* Eesti kvaternaarisetete kaart (mõõtkavas 1:2 500 000). Tallinn, 20.
- Kajak, K., 1999.* Eesti kvaternaarisetete kaart 1 : 400 000. Eesti Geoloogiakeskus
- Kala, E., 1966.* NSVL geoloogiline kaart (aluspõhi) mõõtkavas 1:200 000 (kaardileht O-35-II). Vene keeles. Min. Geo. SSSR, Moskva.
- Kala, E., Eltermann, G., Jõgi, T., Keerup, O., Pastuhova, A., Petersell, V., 1967.* Paide rühma aruanne keskmisemõõtkavalisest komplekssest geoloogilis-hüdrogeoloogilisest kaardistamisest ENSV keskosas (kaardileht O-35-VIII) aastail 1963–1966 (vene keeles). Tallinn, EGF 2927, 427.
- Kala, E., 1968.* NSVL geoloogiline kaart (aluspõhi) mõõtkavas 1:200 000 (kaardileht O-35-VIII). Vene keeles. Min. Geo. SSSR, Moskva.
- Karise, V., Kink, H., Lust, E., Metslang, T., 1979.* Põhjavee seisundist Lahemaa rahvuspargis. Tallinn, TA GI.
- Karukäpp, R., 1982.* Liustikutekkelised setted ja pinnamood ning nende kujunemine. Aruandes: Lõuna-Lahemaa pinnakatte ja pinnamoe kujunemisest ning jõgede, järvede ja soode areng ENSV-s. TA GI. Tallinn, 28–56.
- Kasemets, E., Klaaman, A., Kruus, H., Miidel, M., Voolmaa, E., 1958.* ENSV ehitusmaterjalide maardlate kokkuvõtlik ülevaade 1958.a. Teematilise töö aruanne. Tallinn, EGF 1035, 122.
- Kattai, V., Lokk, U., 1995.* Eesti põlevkivimaardla uuritusest ja bilansi seisundist. Eesti Geoloogiakeskuse Toimetised 5/1, 20–25.
- Kattai, V., Saadre, T., Savitski, L., 2000.* Eesti põlevkivi: geoloogia, ressursid, kaevandamistingimused. Akadeemia Trükk. Tallinn, 226.
- Keerup, O., Petersell, V., 1972.* Kvaternaarieelsete kivimite geoloogiline kaart Tallinn–Loksa kaardilehel ja mineraloogilise analüüsi meetodikast süvakaardistamisel (vene keeles). Tallinn, EGF 3177, 180.
- Kessel, H., Linkrus, E., 1979.* Vanadest rannajärvedest ja nende rannamoodustistest Lahemaa lääneosas. Kogumikus “Eesti NSV saarkõrgustike ja järvenõgude kujunemine”. Tallinn, 104–115.
- Kessel, H., Raukas, A., 1979.* The Quaternary History of the Baltic. Estonia. Uppsala, Vol.1, 127–146.
- Kessel, H., Saarse, L., Sinisalu, R., Utsal, K., 1982.* Kahala järve geoloogiline areng (vene keeles). Eesti NSV TA toimetised 31, 1, 21–28.
- Kink, H., Lust, E., Metslang, T., 1990.* Vee seisundi kompleksne ökoloogiline hinnang kaitsealadel. Tallinn, EGF 4556, 114.
- Kink, H., Lust, E., Karro, H., Metslang, T., Novod, N., Külm, T., 1992.* Vee seisundi kompleksne ökoloogiline hinnang kaitsealadel. Aruanne. Tallinn, EGF 4560, 122.
- Kink, H., Andresmaa, E., Orru, M., 1998.* Eesti soode hüdrogeoloogia. TÜ Geoloogia Instituut. Tallinn, 128.
- Kivisilla, J., Niin, M., Koppelmaa, H., 1999.* Catalogue of chemical analyses of major elements in the rocks of the crystalline basement of Estonia. Geological Survey of Estonia. Tallinn. 94 p.
- Koistinen, T. (ed.), 1994.* Precambrian basement of the Gulf of Finland and surrounding area. 1:1 mill. Geological Survey of Finland, Espoo.
- Koppelmaa, H., Gromov, O., Kivisilla, J., Klein, V., Lodjak, T., Mardla, A., Niin, M., Puura, V., Suuroja, K., 1982.* Tallinn–Kõrvemaa aruanne süvageoloogilisest kaardistamisest mõõtkavas 1:500 000 Põhja-Eestis aastail 1978–1982 (vene keeles). Tallinn, EGF 3953, 322.
- Koppelmaa, H., Kivisilla, J., 1998.* Põhja-Eesti kristalse aluskorra geoloogiline kaart mõõtkavas 1:200 000. Kaart ja seletuskiri. Eesti Geoloogiakeskus. Tallinn. 4 kaarti, 33.

- Koppelmaa, H., 2000.* Põhja-Eesti kristalse aluskorra geoloogiline kaart. Mõõtkava 1:400 000. Seletuskiri. Eesti Geoloogiakeskus.
- Kruus, V., 1994.* Huntaugu liivakarjääri jääkvaru arvutus. Aruanne. Tallinn, EGF 4805.
- Kupits, T., 1979.* Harju rajooni Kuusalu kolhoosi Kiiu maaparandusehitise ehitusgeoloogia aruanne. Tallinn, EGF 6110.
- Lepland, A., 1995.* Kolga lahe saarte randade geoloogia. Eesti TA Geoloogia Instituut. 76, 109–134.
- Liivrand, H., Mardiste, A., Rass, V., Rass, V., Raudsep, R., Eskel, J., 1983.* Aruanne fosforiidi otsingu tulemustest Maardu maardla lõunapoolsemas osas (vene keeles). Tallinn, EGF 4002, 155.
- Liivrand, E., 1991.* Biostratigraphy of the Pleistocene deposits in Estonia and correlations in the Baltic region. University of Stockholm, Department of Quaternary Geology, Report 19. Stockholm, 114.
- Linkrus, E., 1977.* Lahemaa Rahvusparki geomorfoloogia ja maastikuline liigestus. EGS Aastaraamat 1975/76. 36–53.
- Linkrus, E., 1998.* Põhja-Eesti rannikumadalik ja Soome lahe saared. Tallinn, 102.
- Lugus, E., Sirk, J., Jaaska, V., 1959.* Vahearuanne kärnirühma revisjonist 1958. aastal (vene keeles). Tallinn, EGF 1292, 102.
- Lugus, E., 1994 a.* Seletuskiri varu arvutuse kohta Huntaugu liivamaardlal AS Kiiu Soon poolt taotletava mäeeralduse piires. Tallinn, EGF 4872.
- Lugus, E., 1994 b.* Seletuskiri varu arvutuse kohta Huntaugu liivamaardlal AS Kumari poolt taotletava mäeeralduse piires. Tallinn, EGF 4871.
- Lugus, E., 1994 c.* Seletuskiri Kuusalu liivamaardla ploki nr 2 varu ümberhindamiseks. Tallinn, EGF 4899.
- Luha, A., 1946.* Eesti NSV maavarad. Tallinn, 192.
- Lunkka, J., Saarnisto, M., Gey, V., Demidov, I., Kiselova, V., 2001.* Extent and age of the Last Glacial Maximum in the south-eastern sector of the Scandinavian Ice Sheet. *Global and Planetary Change* in press. 31, 407–425.
- Lutt, J., Raukas, A. (toim.), 1993.* Eesti šelfi geoloogia. Tallinn, 178.
- Lõugas, L., 2001.* Mammutid Eestis. Eesti Loodus, 8.
- Maapõuuseadus ja selle rakendamise õigusaktid I.* Eesti Vabariigi Keskkonnaministeerium, Tallinn, 1996, 227.
- Malkov, B., Kiipli, T., Rennel, G., Tammik, P., Dulin, J., 1986.* Balti mere Eesti NSV territooriumiga piirneva šelfiala regionaalne geoloogilis-geofüüsikaline uurimine mõõtkavas 1:200 000 1984–1985.a (vene keeles). Tallinn, EGF 4188.
- Metlitskaja, V. I., Papko, A. M., 1992.* Eesti territooriumi mõõtkavas 1:25 000 ja 1:50 000 aeromagnetilise kaardistamise tulemused. Töögrupp nr 49, aastail 1987–1991. Report of Investigation. Geological Survey of Belorussia, Minsk.
- Metsur, M., 1980.* Harju rajooni Loksa kolhoosi Kõnnu maaparandus. Ehitusgeoloogiline aruanne. EMPP. Tallinn, EGF 6395, 9.
- Miidel, A., 1959.* Valgejõe oru geoloogia. Tallinn, EGF 1224.
- Morozov, O., Basanets, E., Dantšenko, V., Radik, E., Popova, N., Taratorina, M., 1982.* Aruanne põlevkivi perspektiivsuse hindamisest Vene platvormi loodeosas ENSV-s (vene keeles). Tallinn, EGF 3913, 270.
- Možajev, B.N., 1973.* Vene tasandiku loodeosa uuemast tektoonikast (vene keeles). Nedra, Leningrad, 229.
- Mõttus, V., 1978.* Aruanne ehituskillustikuks kõlblike lubjakivide otsimistöde tulemustest Tallinna ümbruses. Tallinn, EGF 3492, 142.
- Mäemets, A., 1977.* Eesti NSV järved ja nende kaitse. Tallinn, Valgus, 264.

- Männil, R., 1966. Balti basseini areng Ordoviitsiumis (vene keeles). Tallinn, Valgus, 200.
- Niin, M., Kivisilla, J., 1999. Eesti ja lähiala kristalse aluskorra õhikute kataloog. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 228.
- Niin, M., Kivisilla, J., 2001. Eesti settekivimite õhikute kataloog. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, EGF 7343, 146.
- Noppel, M., 1973. Tootmiskoondise "Tootsi" tellimusel teostatud Lehtse objekti Suru turbamaardla eeluuringu aruanne. Tallinn, EGF 5143.
- Orru, M., Allikvee, H., Veldre, M., 1981. Harju rajooni turbamaardlate otsingulis-uuringuliste tööde aruanne. Tallinn, EGF 5199.
- Palo, M., 1961. Fosforiidi geoloogiline otsing klindi piirkonnas Tallinna ja Narva vahel 1958–1961.a (vene keeles). Otsingutööde aruanne. Tallinn, EGF 1570, 243.
- Perens, R., Vallner, L., 1997. Waterbearing formation. In: Raukas, A., Teedumäe, A. (eds.) Geology and mineral resources of Estonia. Estonian Academy Publishers. Tallinn, 137–144.
- Perens, R., 1998. Eesti hüdrogeoloogiline kaart 1:400 000. Seletuskiri. Tallinn, 40.
- Perens, R., 2001. Eesti põhjavee kaitstuse kaart 1:400 000. Tallinn, EGF 7120.
- Petersell, V., Puura, V., Koppelmaa, H., Detkovski, S., Kivisilla, J., Keerup, O., Möttus, V., Niin, M., Suuroja, K., 1971. Tallinn–Loksa piirkonna kristalse aluskorra väikesemõõtkavalise süvakaardistamise aruanne (vene keeles). Tallinn, EGF 3163, 314.
- Petersell, V., Ressar, H., Carlsson, M., Möttus, V., Enel, M., Mardla, A., Täht, K., 1997. Eesti mulla huumushorisoni geokeemiline atlas. Seletuskiri. Tallinn – Uppsala, 75.
- Petersell, V., Möttus, V., Enel, M., Täht, K., Vösu, M., 2000. Eesti mulla lähtekivimite geokeemiline atlas. Tallinn, EGF 6833, 101.
- Ploom, K., Rennel, G., Talpas, A., 2001. Eesti geoloogiline baaskaart. Pinnakate. Leht 7321 Prangli. Eesti Geoloogiakeskus. Tallinn.
- Puura, V., Petersell, V., Niin, M., Koppelmaa, H., Kivisilla, J., Klein, V., Keerup, O., Möttus, V., 1974. Aruanne süvageoloogilisest kaardistamisest Tapa–Rakvere piirkonnas mõõtkavas 1:500 000. Tallinn, EGF 3298, 368.
- Pärna, K., 1962. Balti jääjärve ja suurte kohalike jääjärvede geoloogiast Eesti territooriumil. Tallinn, 20.
- Ramsay, W., 1929. Niveauverschiebungen, eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Estland. Fennia. Bd. 52, N 2, 48.
- Raukas, A., Rähni, E., Miidel, A., 1971. Liustiku servamoodustised Põhja-Eestis (vene keeles). Tallinn, 228.
- Raukas, A., 1978. Pleistotseeni setted ENSV-s. Tallinn, Valgus, 310.
- Raukas, A., Hiivärinen, H. (eds.), 1992. Geology of the Gulf of Finland. Tallinn, 422.
- Raukas, A., Kajak, K., 1995. Quaternary stratigraphy in Estonia. Proc. Estonian Acad. Sci. Geol., 44/3, 149–162.
- Raukas, A., Saarse, L., Veski, S., 1995. A new version of the Holocene stratigraphy in Estonia. Proc. Estonian Acad. Sci. Geol., 44/4, 201–210.
- Raukas, A., Teedumäe, A. (eds.), 1997. Geology and mineral resources of Estonia. Estonian Academy Publishers, Tallinn, 436.
- Rõõmusoks, A., 1983. Eesti aluspõhja geoloogia. Tallinn, Valgus, 223.
- Rähni, E., 1962. Viimase mandrijää servamoodustistest Põhja-Eestis. Tallinn, EGF 1933
- Saadre, T., 2001. Kivimaterjalide korrastamine ja tsentraliseerimine, infobaasi loomine (III etapp). Aruanne. Tallinn, 50.
- Saarse, L., 1994. Eesti väikejärvede põhjasetted. Tallinn, Eesti Teaduste Akadeemia, 230.
- Saarse, L., Heinsalu, A., Poska, A., Veski, S., Rajamäe, R., 1999. Palaeoecology and

- human impact in the vicinity of Lake Kahala, Northern Estonia. PACT 57, 373–403
- Savitskaja, L., Viigand, A., Jaštšuk, S., 1997.* Siluri–Ordoviitsiumi veekompleksi põhjavee mikrokomponentide ja radionukliidide uurimistöö. Tallinn, EGF 5815, 42.
- Savitskaja, L., Savva, V., Viigand, A., 2000.* Joogivee uuring mikrokomponentide määramiseks Harjumaal. Tallinn, EGF 6826, 23.
- Savitski, L., Viigand, A., Belkina, V., Jaštšuk, S., 1993.* Põhjaveevaru hinnang Tallinna veehaaretel. Põhjavee otsing Tallinna ja ümbruse veevarustuseks. Tallinn, EGF 4652, 402.
- Sikka, R., 1984.* Kirovi nim. näidiskalurikolhoosi Kolga osakonna mineraalväetiste hoidla. Ehitusgeoloogia aruanne. Tallinn, Ehitusgeoloogia fond.
- Sinivalu, R., 1976.* Ülemiste, Harku ja Kahala järvede sapropeelide eeluuring põllumajanduse ja ravi tarbeks. Tallinn, EGF 5170.
- Sinivalu, R., 1993.* Seletuskiri varu arvutusest Harju ABT Kuusalu liivakarjääri mäeeraldusel seisuga 01.12.1992. a. Tallinn, EGF 4621.
- Sinivalu, R., 1999.* Harju maakonna mahajäetud karjäärade revisjon (Jõelähtme, Kuusalu, Loksa ja Rae vald). Tallinn, EGF 6282.
- Sinivalu, R., 1999.* Harju maakonna mahajäetud karjäärade revisjon (Anija, Kose, Kõue ja Raasiku vald). Tallinn, EGF 6089.
- Sizova, V., Pehhov, F., 1956.* Aruanne kaeveväljade 53–56 eeluuringust ja otsingulis-struktuursetest töödest Eesti Põlevkivibasseini lääne- ja lõunaosas 1952–1956 aastatel. Tallinn, EGF 731.
- Smirnova, A., Mällo, M., Jürine, I., 1974.* Soodla veehoidla ehitusgeoloogia aruanne. Tallinn, Ehitusgeoloogia fond.
- Struckmeier, W.F., & Margat, J., 1995.* Hydrogeological Maps. A Guide and a Standard Legend. International Association of Hydrogeologists. Hannover, 177.
- Stumbur, K., Jõgi, S., Mardla, E., Mardla, A., Stumbur, H., Erisalu, E., 1963.* Aruanne Ida-Eesti rannikuvööndi otsingulis-kaardistamise töödest 1959–1961 (vene keeles). Tallinn, EGF 1958, 346.
- Suuroja, K., 1997.* Eesti aluspõhja geoloogiline kaart mõõtkavas 1:400 000. Tallinn, Eesti Geoloogiakeskus, 60.
- Suuroja, K., Jalakas, I., Kadastik, E., Mardim, T., Morgen, E., Saadre, T., 1997.* Lahemaa geoloogilis-hüdrogeoloogiline kaardistamine mõõtkavas 1:50 000 (1:25 000). Aruanne. Keila, EGF 5631, 200.
- Suuroja, K., Morgen, E., Mardim, T., Ploom, K., Kadastik, E., 1999.* Aegviidu–Tapa piirkonna geoloogilis-hüdrogeoloogilise kaardistamise mõõtkavas 1:50 000/1:25 000 aruanne. Tallinn, EGF 6254, 172.
- Svensson, N. O., 1989.* Late Weichselian and Early Holocene shore displacement in the central Baltic, based on stratigraphical and morphological records from eastern Småland and Gotland, Sweden. Lundqua Thesis 25, 1–195.
- Tallinn, K., 1990.* Harju rajooni Kolli (Sillaotsa) maardla järeluuringu tulemused. Tallinn, EGF 4444.
- Talpas, A., Kivisilla, J., Kõrvel, V., Mardla, A., Petersell, V., Popova, L., Rennel, G., Skitiba, A., Tammik, P., Fokin, A., 1989.* Soome lahe geoloogilis-geofüüsikaline regionaalne uurimine mõõtkavas 1:200 000 (kaardilehe 0-35-II idapoolne osa, 0-35-III) 1986-1989 (vene keeles). Tallinn, EGF 4339, 195.
- Talpas, A., Kask, J., Väiling, P., Mardla, A., Sakson, M., Genno, A., 1994.* Balti mere šelfiala geoloogiline kaardistamine lehtedel O-34-VI, O-34-XII, O-35-I, O-35-II. Tallinn, EGF 4860, 94.
- Tamm, A., 1982.* Kuusalu Autoremonditehase katlamaja laiendus. Ehitusgeoloogia aruanne. Tallinn, Ehitusgeoloogia, fond.

- Tamm, I., Savva, V., Savitski, L., Savitskaja, L., Tibar, K., 1999.* Harju maakonna Ordoviitsiumi–Kambriumi ja Kambriumi–Vendi veekomplekside tarbevaru määramine ja olemasolevate varude ümberhindamine kuni aastani 2030. Tallinn, EGF 6368, 84.
- Tammekann, A., 1940.* Mannerjää viimane retsessioon ja otsmoreenid. Ettekannete kokkuvõtted. 4. Eesti loodusteadlaste päev 18. ja 19. märtsil 1940 Tartus. Tartu, 30–33.
- Tammekann, A., 1940.* The Baltic Glint. A Geomorphological Study. Part I. Morphography of the Glint. Publicationes Inst. Univ. Tartuensis Geographici, 24, 103.
- Tennokesse, V., Viigand, A., Väikmann, S., Lutter, T., Otsmaa, M., Skorohodova, V., Savitskaja, L., Bajev, V., 1991.* Põhjavee kaitsealaste tööde aruanne (1989–1991 a.). Tallinn, EGF 4478, 216.
- Toom, A., 1992.* Kolli karjäär. Geoloogilised uurimistööd karjääri jääkvarude määramiseks Tallinn, EGF 4667
- Tšeban, E., 1975.* Eesti NSV põhjavesi ja selle kasutamine. Tallinn, Valgus, 166.
- Tšentsov, I., Erisalu, E., Kattai, T., Arvisto, E., 1968.* Geoloogiline aruanne põlevkivi otsingutest Tallinna alal aastail 1967–1968 (vene keeles). Tallinn, EGF 3005, 249.
- Tumm, A., 1982.* Raadioelektroontehnika Tootmiskoondise RET puhkebaas Andineemel. Ehitusgeoloogia aruanne. Tallinn, Ehitusgeoloogia fond.
- Tumm, A., 1982.* Kehra Paberikombinaadi üleviimine gaasiküttele. Ehitusgeoloogia aruanne. Tallinn, Ehitusgeoloogia fond.
- Tumm, A., 1987.* Harju raj. Kuusalu kolhoosi Kiiu puhastusseadmed. Tallinn, Ehitusgeoloogia fond.
- Ukkonen, P., 2001.* Shaped by the Ice Age. Yliopistopaino. Helsinki, 41.
- Vallner, L., 1980.* Geohüdrodünaamiline liigestus ja Eesti põhjavete bilanss (vene keeles). Rmt.: Vallner, L. (toim.). Eesti hüdrogeoloogia probleeme. TA GI, Tallinn, 11–120 (vene keeles).
- Valt, E., 1977.* Aruanne liiva eeluuringust Soodla karjääri ümbruses. Tallinn, EGF.
- Veldre, M., Salo, V., 1993.* Jõgeva-, Põlva- ja Harjumaa väikeste turbamaardlate otsingulis-hinnanguliste tööde aruanne 1990–1993.a. Tallinn, EGF 5274.
- Veski, S., 1998.* Vegetation History, Human Impact and Palaeogeography of West Estonia. Pollen Analytical Studies of Lake and Bog Sediments. *Striae*, 38, 119 p Uppsala
- Veskimets, A., 1970.* Harju rajooni Kuusalu kolhoosi Leegisoo maaparandusehitis. Ehitusgeoloogia aruanne. Tallinn, Ehitusgeoloogia fond.
- Vingisaar, P., 1978.* Eesti mineraalveed ja nende kasutamine. Rmt.: Heinsalu, Ü. (toim.). Põhjavee kasutamisest ja kaitsest Eesti NSV-s. Eesti TA Looduskaitse Komisjon, Tallinn, 54–71.
- Vingisaar, P., 1989.* Huntaugu liivamaardla geoloogilisest uuringust Kuusalu kolhoosile. Tallinn, EGF 4616.
- Vingisaar, P., 1991.* Aruanne Huntaugu liivamaardla (45. kvartal) detailuuringust Harjumaal. Tallinn, EGF 4474.
- Viru, I., 1969.* Tsitre fosforiidimaardla eeluuring ning otsingutöödest Valklas 1965–1968 a. Eeluuringu aruanne (vene keeles). Tallinn. EGF 3031, 174.
- Viru, J., 1992.* Seletuskiri Kuusalu ühistu Huntaugu liivakarjääri jääkvarude arvestuse kohta. Tallinn, EGF 4592.
- Viru, J., 1993.* AS Teede REV-2 Huntaugu liivakarjääri jääkvaru arvutus. Tallinn, EGF 4819.
- Viru, J., 1994. a.* AS Kiiu Soon Kuusalu II liivakarjääri varude arvestus. Tallinn, EGF 4825.
- Viru, J., 1994. b.* AS Kiiu Soon Huntaugu liivakarjääri varude arvestus. Tallinn, EGF 4826.

TUGIPUURAUГУ F-276 (UUEJÄRVE)

SÜDAMIKU GEOLOOGILINE KIRJELDUS

Puurauk asub Piibe (Tallinna–Aegviidu) maantee ääres Pillapalu külas, maanteest 30 m ida pool, Rekka oja kaldal, Ojamäe talu mail ja selle koordinaadid on: 59°19,144' N ja 25° 39,364' E. Puurauгу suudme kõrgus on 69,0 m ümp ja selle sügavus 345,2 m. Puuriti 1981. aastal Tallinn–Kõrvemaa piirkonna geoloogilise süvakaardistamise käigus tollase ENSV Geoloogia Valitsuse Keila Geoloogiaekspeditsiooni poolt puurmeister Ants Raamatu juhendamisel.

Puurauгу detailne esmakirjeldus on koostatud geoloogide Kalle Suuroja (settekivimite kompleks) ja Mati Niine (aluskorra kivimid) poolt 1981. aastal. Esmakirjeldust sisaldav aruanne (vene keeles): Koppelmaa, H., Gromov, O., Kivisilla, J., Klein, V., Lodjak, T., Mardla, A., Niin, M., Puura, V., Suuroja, K., 1982. “Tallinn–Kõrvemaa (Põhja-Eesti) piirkonna süvakaardistamise mõõtkavas 1:500 000” asub Eesti Geoloogiafondis üksuse nr 3953 all. Puurauk on likvideeritud ja selle puursüdamik (52 kasti) asub EGK Arbavere (Lääne-Virumaa Kadrina vald) puursüdamikuhoidlas.

PINNAKATE

0,0–11,8 m (11,8/4,0)* $g_{III}r_3$ (Pleistotseen, glatsiofluviaalsed setted) – Segaterine liiv tard- ja moondekivimite (graniit, graniitgneiss, amfiboliit, biotiitgneiss) munakate ja veeristega. Alaosas valdavad lubjakivi pangased.

ALUSPÕHI

11,8–13,5 m (1,7/0,5) O_3rk (rgTu) (Rakvere lademe Rägavere kihistu Tudu kihistik) – Afaniitne lubjakivi, kollakashall, keskmiselt lainjaskihiline, pruunika mergli õhukeste (2–3 mm) vahekihtide ja kelmetega. Alumine piir litoloogiliselt terav.

13,5–22,3 m (8,8/5,5) O_3rk (rgP) (Rakvere lademe Rägavere kihistu Piilse kihistik) – Afaniitne lubjakivi, helehall, sinakate püriidikirjadega, keskmiselt kuni paksult lainjaskihiline, pruunika mergli katkendlikult lainjate kelmetega. 20,5–22,3 m on püriidikirjad hajusad ja harvad. Alumine piir üleminekuline, markeeritud püriitne katkestuspind.

22,3–22,8 m (0,5/0,5) O_3on (rgT) (Oandu lademe Rägavere kihistu Tõrremäe kihistik) – Detriitne lubjakivi, mikrokristalne, helehall, sinakate püriitsete laikudega, muguljalt-lainjaskihiline, roheka mergli hajusate vahekihtidega. Detriit jämeduselt erinev, valdavalt püriidistunud. Alumisel piiril püriitne katkestuspind.

22,8–26,0 m (3,2/2,0) O_3on (hr) (Oandu lademe Hirmuse kihistu) – Rohekas savimergel, intervalli alguses ja lõpus detriitse lubjakivi keskmiste hajusate mugulatega. 25,0–25,1 m lausdetriitne lubjakivi. Alumisel piiril sügavate (kuni 10 cm) käikudega püriitne katkestuspind.

26,0–30,2 m (4,2/4,0) O_3kl (klS) (Keila lademe Keila kihistu Saue kihistik) – Nõrgalt savikas detriitne lubjakivi, rohekashall, peenmuguljas, roheka lubimergli hajusate vahekihtidega. 26,0–27,4 m on valdavaks biomorfne (brahhiopoodne) detriitne mergel. Detriit valdavalt jäme. Ilmselt kuulub see intervall Lehtmetsa kihistikku. Alumine piir üleminekuline.

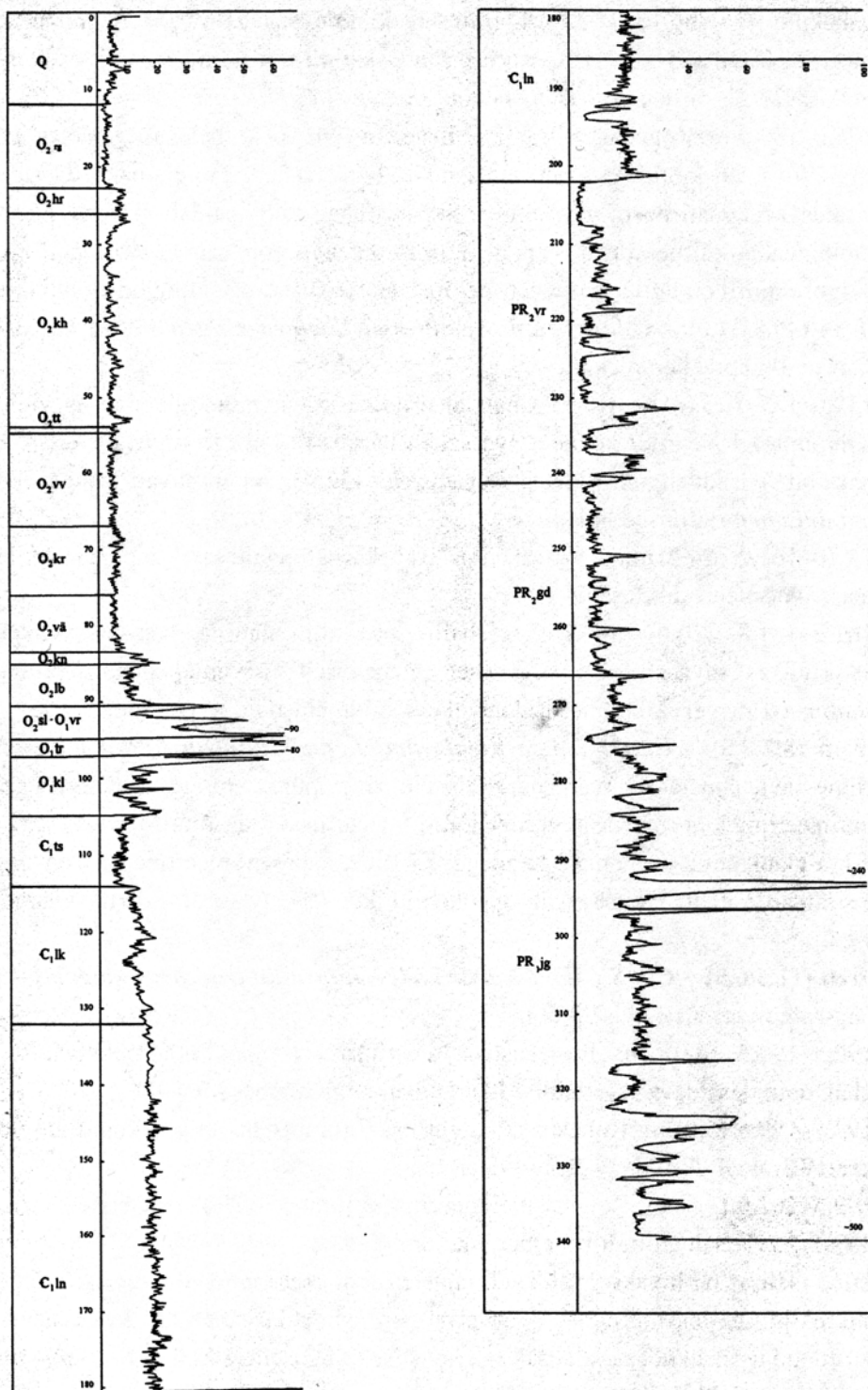
30,2–34,0 m (3,8/3,6) O_3kl (klP) (Keila lademe Keila kihistu Pääsküla kihistik) – Detriitjas kuni detriitne mikrokristalne lubjakivi, helehall, poolmuguljas kuni paksukihiline, roheka mergli lainjalt katkendlike kelmetega. Detriit erineva jämedusega, valdavalt püriidistunud. 31,7 m (kahekordne) ja 31,5 m püriitsed katkestuspinnad. Alumise piiriga kaasneb savikuse suurenemine ja piir on üleminekuline.

34,0–41,6 m (7,6/6,2) O_3kl (klK) (Keila lademe Keila kihistu Kurtna kihistik) – Nõrgalt savikas detriitjas kuni detriitne lubjakivi, rohekashall, keskmiselt poolmuguljas, roheka lubimergli ja helehalli mikrokristalse detriitja lubjakivi vahekihtidega. Detriit erineva jämedusega, valdavalt püriidistunud. 41,0 m 3 cm pruunika savika kukersiidi kiht. 37,6 m 3 cm helehalli K-bentoniiti –

- Ristna ja Laagri vöö piir. Alumisel piiril 10 cm pruunikat K-bentoniiti (Suur ehk Kinnekulle bentoniit).
- 41,6–44,0 m (2,4/2,4) *O₃jh (jhM)* (*Jõhvi lademe Jõhvi kihistu Madise kihistik*)** – Nõrgalt savikas detriitjas lubjakivi, rohekas, pisikristalse detriitja lubjakivi vahekihtidega (kuni 40%). Alumine piir seotud savikuse suurenemisega, üleminekuline.
- 44,0–48,0 m (4,0/3,8) *O₃jh (jhP)* (*Jõhvi lademe Jõhvi kihistu Pagari kihistik*)** – Savikas lubjakivi kuni lubimergel, rohekas, detriitse lubjakivi üksikute keskmiste mugulatega. Alumine piir seotud savikuse vähenemisega, üleminekuline. 46,0 m 1 cm helehall K-bentoniit.
- 48,0–52,6 m (4,6/4,6) *O₃jh (jhA)* (*Jõhvi lademe Jõhvi kihistu Aluvere kihistik*)** – Helehall detriitne lubjakivi savika lubjakivi rohekate vahekihtidega. Alumiseks piiriks on K-bentoniidi alumine pind sügavusel 52,6 m.
- 52,6–53,8 m (1,2/1,2) *O₃id (vsv)* (*Idavere lademe Vasavere kihistu*)** – Detriitne pisikristalne helehall lubjakivi, roheka mergli ja helehalli K-bentoniidi vaheldumine. Viimased on sügavustel 52,5 (2 cm); 52,8 (3 cm) 53,0 (3 cm) ja 53,4 (3 cm). Savikad vahekihid sisaldavad *Pyritonema subulare* ränistunud spiikulaid. Alumine piir on üleminekuline ja seotud spiikulaid sisaldavate savikate vahekihtide kadumisega.
- 53,8–54,6 m (0,8/0,8) *O₃id (tt)* (*Idavere lademe Tatruse kihistu*)** – Detriitne helehall lubjakivi, pisikristalne, keskmise- kuni paksukihiline. 54,4 m tugevalt impregneerunud püriitne katkestuspind. Alumisel piiril sile tasane püriitne katkestuspind sügavate (5–10 cm) ussikäikudega.
- 54,6–55,6 m (1,0/1,0) *O₃kk (vvP)* (*Kukruse lademe Viivikonna kihistu Peetri kihistik*)** – III kiht: savikas kukersiit roosa pae (40–50 %) hajusate mugulatega.
- 55,6–62,8 m (7,2/7,2) *O₃kk (vvM)* (*Kukruse lademe Viivikonna kihistu Maidla kihistik*)** – Lubjakivi, kukersiidi ja mergli vaheldumine. Eristuvad järgmised indekseeritud kihikompleksid:
 III/II (vahekiht) – 55,6–56,3 m: savikas lubjakivi savika kukersiidi hajusate vahekihtidega;
 II kiht – 56,3–57,0 m: kukersiit (60 %) roosa pae mugulatega;
 II/I – 57,0–57,6 m: savikas lubjakivi kukersiidi vähese lisandiga. Kihi lael ja alumisel piiril lainjad fosfaatsed katkestuspinnad;
 I kiht – 57,6–58,0 m: kerogeenne lubjakivi kukersiidi (20–30 %) lainjate vahekihtidega. Kihi lael ja alumisel piiril lainjad fosfaatsed katkestuspinnad;
 I/P – 58,0–58,4 m: savikas lubjakivi kukersiidi vähese lisandiga;
 P kiht – 58,4–58,8 m: kukersiit (ligi 50 %) roosa pae keskmiste mugulatega. Kihi lael ja alumisel piiril lainjad fosfaatsed katkestuspinnad;
 P/O – 58,8–59,2 m lainjaskihiline lubjakivi kukersiidi vähese lisandiga;
 O kiht – 59,2–59,7 m: muguljas detriidikas lubjakivi kukersiidi (ligi 30 %) vahekihtidega;
 O/N – 59,6–59,9 m: lubjakivi;
 N kiht – 59,9–60,9 m: poolmuguljas detriitjas lubjakivi kukersiitse mergli lainjate vahekihtidega (ligi 20 %). Kihi lael lainjas tugev fosfaatne katkestuspind;
 M/N – 60,9–61,2 m: helehall pisikristalne detriitjas lubjakivi mergli võrkjate kelmetega;
 M kiht – 61,2–61,6 m: detriitjas helehall poolmuguljas lubjakivi kukersiitse mergli lainjate vahekihtidega;
 M/L – 61,6–62,1 m: helehall detriitjas lubjakivi, lainjaskihiline;
 L kiht – 62,1–62,7 m: poolmugullubjakivi savika kukersiidi (ligi 20 %) lainjate vahekihtidega. Kihi ja kihistiku alumisel piiril on lainjas fosfaatne katkestuspind.
- 62,8–66,8 m (4,0/4,0) *O₃kk (vvK)* (*Kukruse lademe Viivikonna kihistu Kiviõli kihistik*)** – Lubjakivi, kukersiidi ja merglite vaheldumine. Eristuvad järgmised kihikompleksid:
 L/K – 62,7–63,0 m: rohekashall detriitjas lubjakivi;

- K kiht – 63,0–63,2 m: detriitjas pisikristalne mugullubjakivi kukersiidi (ligi 20 %) lainjate vahekihtidega;
- K/H – 63,2–64,0 m: detriidikas poolmugullubjakivi;
- H kiht – 64,0–64,2 m: kukersiit (ligi 50 %) roosa pae keskmiste mugulatega. Kihi lael kahekordne fosfaatne katkestuspind;
- H/G – 64,2–64,4 m: pisikristalne detriidikas lubjakivi;
- G kiht – 64,2–64,4 m: kukersiit;
- G/F – 64,4–65,4 m: lainjaskihiline detriitjas pisikristalne lubjakivi kukersiitse mergli hajusate kelmetega;
- F+E kihid – 65,4–66,1 m: kukersiit (ligi 60 %) roosa pae keskmiste mugulatega;
- D/C “kaksikpaas” – 66,1–66,4 m: rohekashall detriitjas pisikristalne lubjakivi. Kihi lael püriitne katkestuspind;
- kihid C–A – 66,4–66,8 m: kukersiit (ligi 60 %) roosa pae keskmiste mugulatega. 66,7 m lainjas impregneerimata katkestuspind B ka A vahekihi lael. Sellest allpool on lubjakivi juba roheka varjundiga. 66,8 m – tükid õhukeset kukersiidikihist “A”.
- 66,8–76,0 m (9,2/9,2 – O₂uh (kr) (Uhaku lademe Kõrgekalda kihistu)** – Savikas lubjakivi, rohekashall, detriitjas, pisikristalne, peenmuguljas, lubimergli ja savika kukersiidi hajusate vahekihtidega. 66,8–69,8 m võiks tinglikult välja eraldada *Erra kihistiku* lubjakivi, milles rohkesti kukersiidi vahekihte. Viimane kukersiidi 2 sentimeetrine kiht on sügavusel 73,0 m ja sellest tulenevalt võiks intervall 69,8–73,0 m kuuluda juba *Pärtlioru kihistiku*. 73,0–76,0 m on lubjakivi detriitjas, pisikristalne, keskmiselt lainjaskihiline kuni poolmuguljas. Lubjakivi savikus sügavuse suurenedes väheneb. Alumine piir on 4-st fosfaatsest katkestuspinnast koosneva kompleksi lael.
- 76,0–81,5 m (5,5/5,5) – O₂ls (väK) (Lasnamäe lademe Väo kihistu Kostivere kihistik)** – Helehall detriitjas lubjakivi, pisikristalne, keskmise- kuni paksukihiline (5–20 cm), roheka mergli lainjalt-katkendlike kelmete ja sagedaste stüloliitpindade ning nõrkade lainjate fosfaatsete katkestuspindadega. Iseloomulikud kihistikule on vertikaalsed ussikäigud, mis on valdavalt dolomiidistunud. Alumine piir kivimiliselt terav.
- 81,5–81,8 m (0,3/0,3) – O₂ls (väP) (Lasnamäe lademe Väo kihistu Pae kihistik)** – Tumehall peenkristalne dolomiit.
- 81,8–83,6 m (1,8/1,8) – O₂ls (väR) (Lasnamäe lademe Väo kihistu Rebala kihistik)** – Pisikristalne helehall lubjakivi, detriitjas, laiguti dolomiidistunud, keskmisekihiline. Rohkesti nauiloidide kivistisi ja sisaldab vähesel määral glaukoniiti. Alumine piir fikseerub götiitsete raudoidide ilmudes, millest ülalpool, mõne sentimeetri ulatuses, on valgeid frankoliitseid ooide.
- 83,6–85,0 m (1,4/1,4) – O₂as (as) (Aseri lademe Aseri kihistu)** – Savikas raudoidlubjakivi, hallikas, pisikristalne, peenmuguljas. Kuni 84,6 m on lubjakivi paksukihiline ja raudoididega, sellest allpool, 84,6–85,0 m, ooidid puuduvad, aga see-eest on mitu fosfaatset katkestuspinda. 83,8 m on kahekordne limoniitne katkestuspind ja alumisel piiril markantne, sügavate uretega fosfaatne katkestuspind.
- 85,0–88,2 m (3,2/3,2) – O₂kn (lbV) (Kunda lademe Loobu kihistu Valgejõe kihistik)** – Hall detriitjas lubjakivi, pisikristalne, paksukihiline, mitmete lainjate, nõrgalt impregneerunud fosfaatsete katkestuspindadega. Sisaldab väikeseid fosfaatseid veeriseid ja kruusa. Alumisel piiril tugevalt impregneerunud püriitne katkestuspind.
- 88,2–90,6 m (2,4/2,4) – O₂kn (lbN) (Kunda lademe Loobu kihistu Nõmmeveski kihistik)** – Tumehall peenkavernoosne dolomiit, peenkristalne, lainjalt keskkihiline. Sisaldab püriidistunud detriiti ja vähesel määral glaukoniiti ning rohkesti nauiloidide jäljendeid. Kihistiku alumine piir raudoidide ilmudes.

- 90,6–90,9 m (0,3/0,3) – O_2kn (sIV) (Kunda lademe Sillaoru kihistu Voka kihistik)** – Savikas raudooidlubjakivi, pruunikashall.
- 90,9–91,0 m (0,1/0,1) – O_2vl (sIP) (Volhovi lademe Sillaoru kihistu Pada kihistik)** – Raudooidne savimergel, pruunikas. Alumisel piiril lainjas limoniitne katkestuspind.
- 91,0–91,5 m (0,5/0,5) – O_2vl (tlK) (Volhovi lademe Toila kihistu Kalvi kihistik)** – Tumehall peenkristalne dolomiit, lainjalt keskmisekihiline, sisaldab glaukoniiti, eriti intervalli keskosas (kihiti kuni 20 %). Alumine piir litoloogiliselt terav.
- 91,5–91,7 m (0,2/0,2) – O_2vl (tlT) (Volhovi lademe Toila kihistu Telinõmme kihistik)** – Helehall mikro-kuni pisikristalne lubjakivi, dolomiidistunud, lainjalt keskmisekihiline, glaukoniiti sisaldava savimergli õhukeste vahekihtidega. Alumine piir üleminekuline ja väljendub eelkõige savikamate kihtide kadumises ja terajämeduse suurenemises.
- 91,7–91,8 m (0,1/0,1) – O_2vl (tlS) (Volhovi lademe Toila kihistu Saka kihistik)** – Tumehall keskkristalne dolomiit glaukoniidiga. Alumine piir terav, merglikihi lael.
- 91,8–92,0 m (0,2/0,2) – O_2bl (tlP) (Billingeni lademe Toila kihistu Päite kihistik)** – Rohekas savimergel glaukoniidiga ja õhukeste (2–3 cm), glaukoniiti sisaldavate dolomiidi vahekihtidega. Alumisel piiril limoniitne katkestuspind.
- 92,0–92,3 m (0,3/0,3) – O_2bl (tlM) (Billingeni lademe Leetse kihistu Mäeküla kihistik)** – Rohekashall lubiliivakivi glaukoniidiga, tugevasti tsementeerunud. Ülaosas 10 cm ulatuses on rohkesti brahhiopoodide kaante fragmente ja see osa on ka läbitud hallidest ussikäikudest. Alumine piir üleminekuline ja seotud lubitsemendi kadumisega liivakivist.
- 92,3–92,7 m (0,4/0,1) – O_1hn (tlJ) (Hunnebergi lademe Leetse kihistu Joa kihistik)** – Nõrgalt tsementeerunud tumeroheline glaukoniitliivakivi. Alumisel piiril lainjas impregneerimata katkestuspind.
- 92,7–94,8 m (2,1/2,1) – O_1vr (vr) (Varangu lademe Varangu kihistu)** – Kihistus eristuvad 3 kihikompleksi:
- 1) 92,7–93,4 m: Helerohekashall aleuriitne savi glaukoniidi ja väikeste (läbimõõt 1–3 cm) püriidi konkretsioonidega. Viimaseid leidub põhiliselt intervalli alaosas. Alumine piir üleminekuline.
 - 2) 93,4–93,6 m: glaukoniiti sisaldav pisiterine liivakivi, hallikaspruuni kerogeense argilliidi õhukeste vahekihtidega (kuni 40 %).
 - 3) 93,6–94,8 m: Glaukoniiti sisaldav pisiteraline savikas liivakivi vähese glaukoniidi ja, alumises 0,5 meetrises osas, pruuni kerogeense argilliidi (Diktüoneema kilda) 1–2 sentimeetrise vahekihtidega. Alumisel piiril 2 cm kiht tugevalt tsementeerunud ja püriidistunud detriitliivakivi.
- 94,8–97,0 m (2,2/2,2) – O_1pk (tr) (Pakerordi lademe Türisalu kihistu)** – Tumepruun kerogeenne graptoliitargilliit (Diktüoneema kilt). Kihistu ülaosas (ligi 0,5 m) on üksikud õhukese detriitliivakivi vahekihid.
- 97,0–104,8 m (7,8/2,0) – O_1pk (kl) (Pakerordi lademe Kallavere kihistu)** – Helehall detriitjas kvartslivakivi, peenterine, keskmiselt tsementeerunud, põimjaskihiline. 97,5–98,0; 99,0 ja 101,4 m on kerogeense argilliidi vahekihid. Intervalli alaosast südamik puudub ja alumine piir on määratud gammakiirguse diagrammil (joonis 28) jälgitava muutuse (alanemise) järgi.
- 104,8–114,0 m (9,2/2,1) – E_1ts (Alam-Kambriumi Tiskre kihistu)** – Helehall jämeterine kvartsaleuroliit, rohekashalli peliitaleuroliidi vahekihtidega, keskmiselt tsementeerunud. Aleuroliit sisaldab vähesel määral peent glaukoniiti ja savi kelmeid ning püriidi väikeseid konkretsioone. Kihipindadel on muskoviidi lehekesi ja markasiidi kristalle. 108,5 m leitud brahhiopoodi *Mickwitzia* fragmente. Intervall piiritletud gammakiirguse diagrammi järgi.



Joonis 28. Uuejärve (F-276) puuraugu gammakiirguse diagramm.

Figure 28. Gamma radiation log of Uuejärve (F-276) drill hole.

114,0–132,0 m (18,0/10,3) – E_1Ik (Alam-Kambriumi Lükati kihistu) – Kihistus eristuvad 2 intervalli:

- 1) 114,0–124,0 m: Helehall jämeterine kvartsaleuroliit (ligi 65%) rohekashalli savika aleuriidi vahekihtidega (ligi 35 %). Aleuroliitsete kihtide paksus varieerub mõnest mm-st kuni 0,4 meetrini; savil – 5 kuni 10 sentimeetrini. Aleuroliitsed kihid on tugevasti tsementeerunud ja poikiloklastse karbonaatse tsemendiga;
- 2) 124,0–132,0 m: Rohekashall savikas aleuroliit (ligi 70 %), helehalli jämeterise kvartsaleuroliidi (ligi 30 %) vahekihtidega. Aleuroliitsed kihid on läätsjad, 2–3 cm paksud (harva kuni 10 cm) ja sisaldavad kohati peent glaukoniiti. Savikas aleuroliit sisaldab samuti glaukoniiti ja seda nii kihipindadel kui pesadena. 128,4–131,6 m on savis rohkesti *Volborthella* koonuseid. Kihistu alumisel piiril on ligi 2 sentimeetrine, fosfaatsete veeristega konglomeraadi kiht.

132,0–181,8 m (49,8/37,0) – E_1InK (Alam-Kambriumi Lontova kihistu Kestla kihistik) – Kihistus on eristatavad 3 kihtide kompleksi:

- 1) 132,0–137,0 (5,0) m: Rohekashall aleuriidikas savi, intervalli alaosas violetsete laikudega. Kihipindadel aleuriidi kelmed, aga sageli ka laiad (7–9 mm) püriidistunud roomamise jäljed ehk nn püriidikäigud. Alates sügavuselt 132,0 m ilmuvad rõngasussi *Platysolenites antiquissimus* kitiinsed kojad;
- 2) 137,0–161,2 (24,2) m: Kirjuvärviline (rohekashall violetsete ja punakaspruunide laikudega) massiivne aleuriidikas savi;
- 3) 161,2–181,8 (20,6) m: Rohekashall, intervalli ülaosas hajusate violetsete laikudega, aleuriidikas savi. 168 m sügavusel intensiivselt värvunud punakaspruuni savi ligi 20-sentimeetrine vahekiht, mis sisaldab glaukoniidi jämedaid teri.

181,8–190,5 m (8,7/8,5) – E_1InM (Alam-Kambriumi Lontova kihistu Mahu kihistik) – Rohekashall aleuriitne savi, jämeterise kvartsaleuriidi kelmete ja püriidistunud ussikäikudega. Ülemisel piiril 10-sentimeetrine kiht rohekashalli mikstoliiti – aleuriitsavi tekstuuri mass kvartsi jämedate (kuni 5 mm) ja glaukoniidi peenemate teradega. Sarnane, kahesentimeetrine kiht on sügavusel 184,2 m. Savi sisaldab vähemal määral nii glaukoniiti kui ka liiva fraktsioonis kvartsi kogu kihistiku ulatuses.

190,5–202,0 m (11,5/6,5) – E_1InS (Alam-Kambriumi Lontova kihistu Sämi kihistik) – Kihistik jaguneb litoloogiliste iseärasuste alusel kolmeks:

- 1) 190,5–194,5 (4,0) m: Rohekashall aleuriitsavi (umbes 60 %) vaheldub vähesel määral glaukoniiti sisaldava segateralise kvartsliaakiviga (umbes 40 %);
- 2) 194,5–199,5 (5,0) m: Rohekashall aleuriitsavi (umbes 95 %) glaukoniiti sisaldava segateralise kvartsliaakivi üksikute vahekihtidega;
- 3) 199,5–202,0 (2,5) m: Rohekashall aleuriitsavi (umbes 60 %), segateralise kvartsliaakivi (umbes 35 %) ja kvartsaleuroliidi vaheldumine (umbes 5 %).

Kihistiku ülaosas on liivakivi valdavalt jämeterine ja massiivne, alaosas aga peene- kuni pisiterine ja mikrokihilise tekstuoriga. Aleuriitsavi on kihistiku ülaosas kvartsaleuriidi kelmete ja püriidistunud ussikäikudega, alaosas aga koostiselt ühtlasem. 198,0 m *Platysolenites antiquissimus* leid ja 201,0 m *Sabbelidites*.

202,0–241,0 m (39,0/4,2) – V_2vr (Ülem-Vend, Voronka kihistu) – Toetudes gammakiirguse karotaaži diagrammile ja ülestõstetud puursüdamik fragmentidele, on võimalik kihistu piires eristada järgmisi kihikomplekse:

- 1) 202,0–219,0 (17,0) m: Helehall jämeterine kvartsaleuroliit savika aleuroliidi roosakate ja violetsete kelmetega ja üksikute punakaspruuni aleuriitsavi 1–2-sentimeetrise vahekihtidega. 202,0–207,8 m on aleuroliidilasund puhtam ja süg. 207,8–219,0 m enamate savika aleuroliidi ja aleuriitsavi vahekihtidega;

- 2) 219,0–230,8 (11,8) m: Segaterise kvartsliidakivi lasund, kirju aleuriitsavi kuni 0,5-meetriste vahekihtidega süg. 222,0 ja 224,0 m;
- 3) 230,8–241,0 (10,2) m: Segaterise kvartsliidakivi, mikrokihiliselt punakaspruuni aleuriitsavi ja helehalli, muskoviiti sisaldava jämeterise kvartsaleuroliidi vahekihtidega.

241,0–266,2 m (25,2/1,0) – V_{2gd} (Ülem-Vend, Gdovi kihistu) – Tingituna puursüdamiku väga madalast väljatulekust (<5 %), on intervallide väljaeraldamise aluseks olnud põhiliselt gammakiirguse karotaaži diagramm. Viimase alusel on eristatavad kolm kihikompleksi:

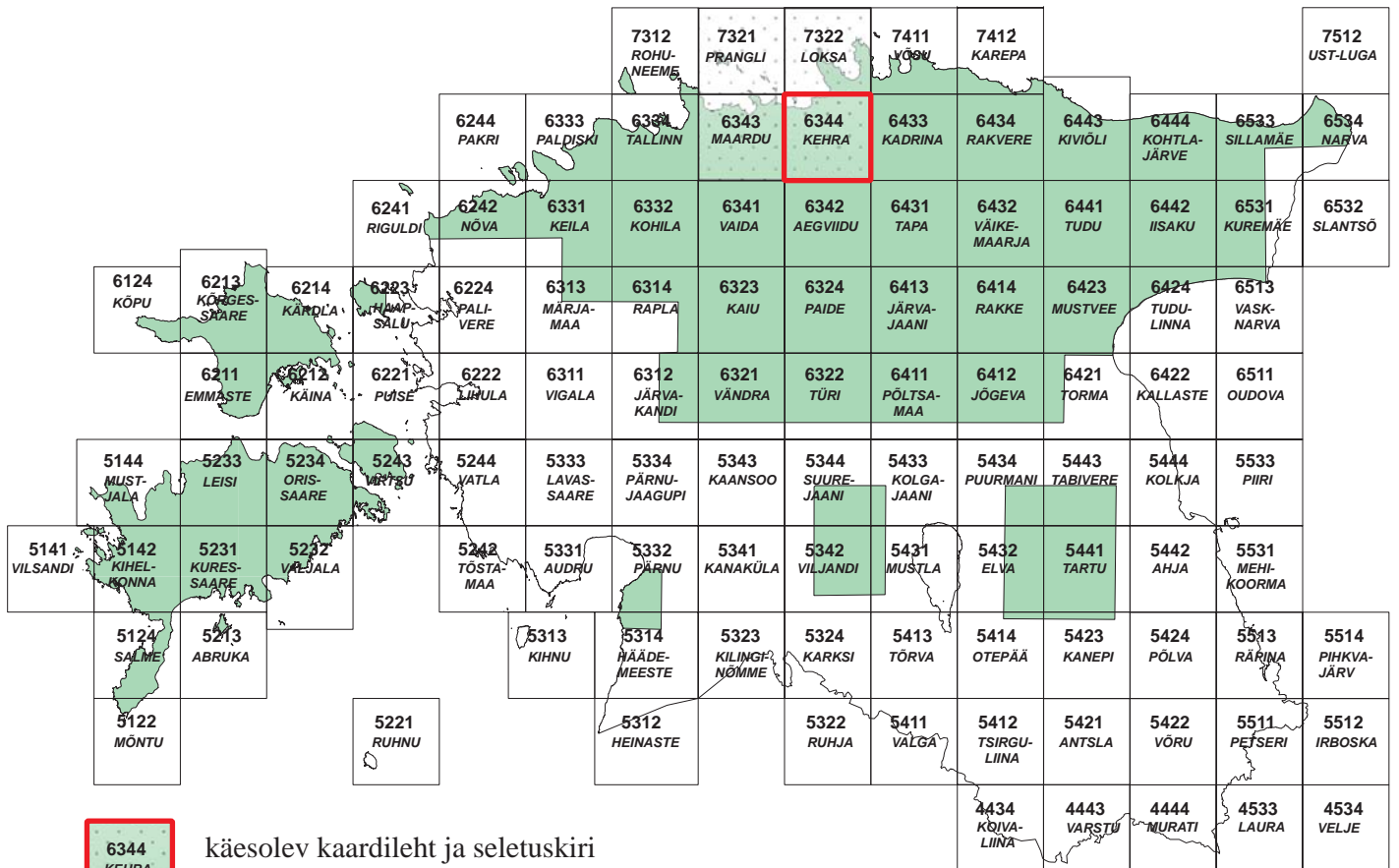
- 1) 241,0–250,2 (9,2) m: ühtlane liivakivilasund, eelnevast mõnevõrra kõrgema gammakiirguse fooniga;
- 2) 250,2–251,8 (1,6) m: punakaspruun vilgurikas aleuriitsavi;
- 3) 251,8–266,2 (14,4) m: hallikaspruun segaterine, K-päevakivi sisaldav kvartsliidakivi, üksikute aleuriitsavi, kuni 0,5 m paksuste vahekihtidega. Kihistu alumisel piiril on 0,3-meetrine, tugevasti tsementeerunud kruusaka kvartsliidakivi kiht, mis sisaldab kvartsi ja päevakivi kuni 1-sentimeetriseid teri ja granitoidide vähekulutatud veeriseid (kuni 3 cm läbimõõdus).

KRISTALNE ALUSKORD

266,2–279,4 m (13,2/12,8) – PR₃ (Neoproterosoikum – Pindaline murenemiskoorik) – 266,2–273,4 m (7,2 m) on murenemine olnud intensiivne ja kõik kivimitmoodustavad mineraalid peale kvartsi on kas osaliselt või täielikult asendunud savimineraalidega, kuid esialgsed gneisjad tekstuudid on siiski jälgitavad – nn II astme murenemiskoorik. 273,4–279,4 m (6,0 m) on kivim vähem murenenud, seostudes üksnes muutustega plagioklassi ja biotiidi koostises.

279,4–345,2 m (65,8/65,0) – PR_{1jg} (Paleoproterosoikum, Jägala kihistu) – Suhteliselt ühetaolised, kurrutatud (kihtide kallakus 30°–40°), nõrgalt migmatiidistunud biotiit- ja biotiit-plagiogneisid, milles leidub nii amfiboliidi ka migmatiidgraniitide õhemaid sooni ja vahekihte. Biotiit- ja biotiit-plagiogneisid on gneisja tekstuuriga roosakashallid, peene- kuni keskkristalsed moondekivimid. Põhilisteks kivimitmoodustavateks mineraalideks on: kvarts (20–35 %), plagioklass (andensiin) 40–55 %, kaaliumpäevakivi – mikrokliin (0–20 %) ja biotiit (10–20 %). Vähesel määral (kuni 1 %) sisaldavad ka magnetiiti. Sagedased on lõhed ja nihkepeeglid ning muud purustusnähtud (kataklass).

* Esimesed kaks arvu näitavad intervalli meetrites ja järgnevad, sulgudes olevad numbrid, vastavalt intervalli pikkust ning tõstetud puursüdamikku meetrites.



6344
KEHRA

käesolev kaardileht ja seletuskiri
present sheet and description to the maps

6343
MAARDU

digitaalne kaart
digitized map

mõõtkavas 1 : 50 000 kaardistatud ala
mapped area at a scale of 1 : 50 000